

**Méthodes de caractérisation hydrodynamique *in situ*
d'un sol non saturé
Application à deux types de sol du Sénégal
en vue de la détermination des termes du bilan hydrique**

G. VACHAUD, C. DANCETTE *, S. SONKO ** et J. L. THONY

*Institut de Mécanique, Laboratoire Associé au CNRS,
Université Scientifique et Médicale de Grenoble,
B.P. 53, 38041 Grenoble Cedex*

** Institut de Recherche en Agronomie Tropicale (IRAT)
détaché à l'Institut Sénégalais de Recherches Agricoles,
Division de Bioclimatologie, C.R.A.,
Bambey, République du Sénégal*

*** Institut Sénégalais de Recherches Agricoles (ISRA),
Station de Richard-Toll, République du Sénégal*

Résumé

On présente deux méthodologies destinées à déterminer les caractéristiques hydrodynamiques d'un sol non saturé par mesure directe *in situ*. La première méthode, dite du « drainage interne », revient à suivre le ressuyage d'un sol après infiltration d'une lame d'eau, sans évaporation. La deuxième méthode dite du « bilan », est basée sur le suivi de l'évolution du stock d'eau dans le sol en période d'évaporation naturelle après humidification par des pluies. Les deux méthodes reposent sur l'utilisation simultanée d'une sonde neutron et d'une série de tensiomètres, et sur l'analyse des mesures. Elles ont été appliquées sur deux types de sol caractéristiques du Sénégal : un sol sableux dunaire, et un sol de dépôt éolien. Dans la dernière partie de l'article, on insiste sur l'intérêt offert par la connaissance de ces grandeurs en présentant une méthode de calcul de la recharge des réserves profondes durant une période de 18 mois. Cette recharge peut représenter jusqu'à 30 p. 100 de la pluie (sur deux hivernages) au-delà de la cote 150 cm, sur une parcelle de sol nu sans végétation.

L'évolution des connaissances acquises durant les deux dernières décennies sur les transferts d'eau dans la zone de sol non saturée qui s'étend depuis la surface du sol jusqu'à la nappe phréatique a permis de mettre au point des méthodes de mesure afin de quantifier ces transferts, et de caractériser les propriétés physiques du sol influant sur la dynamique de l'eau. On a pu également, depuis quelques années, grâce au grand développement qu'ont connu les méthodes de calcul numérique, définir des codes qui devraient permettre d'estimer rapidement (sans expérimentation « lourde »), à tout moment et pour un type de sol caractérisé par ses propriétés hydrodynamiques, les pertes d'eau probables par évaporation et par percolation, et l'évolution des réserves hydriques disponibles, pour des conditions climatiques données. A partir de ces codes on peut espérer reconstituer l'évolution du bilan hydrique au cours des

années passées à partir des données climatiques acquises (pluviométrie notamment) et opérer des projections à différents seuils de probabilité pour les années à venir (option à prendre en vue d'une politique rationnelle de l'eau).

Devant l'acuité des problèmes posés par la gestion des réserves en eau stockées dans cette zone de sol en vue de leur utilisation optimale par les cultures, l'Institut Sénégalais de Recherches Agricoles a mis l'accent, ces dernières années, sur un programme intensif d'étude de caractérisation des sols du point de vue hydrique et hydrodynamique. Ce programme a été élaboré en collaboration étroite avec, entre autres, l'Institut de Mécanique de Grenoble (Laboratoire Associé au CNRS) et avec l'aide de l'Agence Internationale pour l'Energie Atomique (Vienne) qui est notamment intervenue pour la fourniture de matériel, et le financement d'interventions d'appui. Il se propose, à partir de la connaissance des facteurs climatiques, de la caractérisation hydrodynamique des sols, et de la détermination des exigences hydriques des principales cultures :

- de préconiser par zone homogène d'une part le matériel végétal le mieux adapté et d'autre part les meilleures dates d'intervention culturale ;
- de définir les techniques de travail et d'entretien du sol les plus appropriées à une gestion efficace des réserves hydriques ;
- de contrôler l'efficacité des techniques culturales proposées en régime pluvial.

Les résultats que nous présentons dans cet article s'insèrent entièrement dans le cadre de ce projet. Nous nous attacherons essentiellement à définir la méthodologie qui a été utilisée pour caractériser le rôle du sol dans les transferts, en insistant ensuite sur les possibilités ainsi offertes pour mieux définir les diverses composantes du bilan.

I. — Variables de base et équation des transferts en milieu non saturé

Si dans un premier temps, et dans un but de simplification, on ne considère que le transfert d'eau dans un milieu inerte et rigide, en condition isotherme, les deux grandeurs essentielles intervenant dans le mécanisme de l'écoulement sont :

- la teneur en eau volumique θ , définie comme le volume d'eau présent dans un volume unitaire de sol ;
- la pression effective de l'eau h , définie comme la différence entre la pression de l'eau dans le sol et la pression atmosphérique, et exprimée en terme de hauteur d'eau.

La mesure des variations de teneur en eau permet de déterminer la grandeur des volumes écoulés alors que la mesure des pressions donne une information fondamentale sur la direction des écoulements.

La pression effective de l'eau dans un élément de volume non saturé caractérise en effet l'influence simultanée des effets capillaires et des phénomènes de liaison entre l'eau et la phase solide. Elle dépend essentiellement de la teneur en eau θ ; c'est la grandeur communément appelée « succion ». Puisque l'eau du sol est sous tension, h est une grandeur *négative*. La courbe $h(\theta)$ définit essentiellement l'énergie qu'il faut développer pour amener un volume de sol à une certaine humidité. On sait que pour un sol donné, cette relation n'est pas univoque, mais dépend, comme nous le verrons

par la suite, du sens d'évolution des teneurs en eau, ce qui se traduit par l'hystérésis intervenant dans la relation $h-\theta$ (Vachaud et Thony, 1970).

Si l'on définit la position d'un élément de volume dans le champ de pesanteur par sa distance z à la surface du sol, l'axe Oz étant orienté positivement vers le bas et l'origine des cotes étant prise à la surface, on peut introduire la notion d'énergie potentielle par unité de poids, ou de charge hydraulique H sous la forme :

$$H = h - z. \quad (1)$$

Cette notion est très importante ; en effet pour qu'un système soit en équilibre il suffit que l'énergie potentielle (ou la charge hydraulique) soit partout identique ; corrélativement toute variation d'énergie entre deux points entraîne nécessairement un écoulement du point de plus forte énergie vers le point de plus faible énergie. La détermination d'un profil de charge permet donc d'avoir directement la direction de l'écoulement.

Les quantités d'eau s'écoulant sous l'effet d'une différence de charge entre deux points peuvent être obtenues par la loi de Darcy généralisée. Si l'on suppose que les transferts dans la zone non saturée ont essentiellement lieu dans la direction verticale, cette loi s'écrit sous la forme :

$$q = -K(\theta) \cdot \frac{\Delta H}{\Delta z} \quad (2)$$

où :

$K(\theta)$ est la conductivité hydraulique qui dépend très fortement de la teneur en eau du sol ;

$\frac{\Delta H}{\Delta z}$ est le gradient de charge entre deux sections distantes de Δz ;

q est la vitesse de Darcy, ou flux volumique.

Il faut enfin considérer l'équation de conservation de masse. Pour un volume de sol d'épaisseur Δz , de section unité, on écrit que durant un instant Δt la différence entre la masse d'eau entrant par une face et la masse d'eau sortant par une autre face ne peut être due qu'à la variation de masse d'eau comprise dans ce volume s'il n'y a ni source, ni puits.

Dans le cas d'un écoulement vers le bas, cette formulation donne :

$$\rho_w \cdot (q_1 - q_2) \cdot \Delta t = \rho_w \cdot \Delta \theta \cdot \Delta z \cdot 1$$

où

q_1 : flux entrant par la face supérieure,

q_2 : flux sortant par la face inférieure,

ρ_w : masse volumique de l'eau

ou

$$(q_2 - q_1) = - \frac{\Delta \theta \cdot \Delta z}{\Delta t}. \quad (3)$$

La grandeur $(\Delta \theta \cdot \Delta z)$ est généralement définie comme la variation de stock ΔS dans la tranche de sol d'épaisseur Δz .

Cette dernière formule montre clairement qu'il n'est pas possible d'obtenir le flux à travers une des faces, ou le volume d'eau écoulé $q \cdot \Delta t$ par surface unitaire de sol, à partir de la simple mesure de variation de stock dans l'élément de volume pris en

compte. Il faut de plus déterminer le flux entrant, ou sortant du volume considéré par l'autre face, soit en appliquant la formule (2) si l'on connaît dans cette section la conductivité hydraulique et le gradient, soit en fixant la cote de cette face à une profondeur où l'on connaît le flux.

Les deux relations importantes qui nous permettent de caractériser la dynamique de l'eau dans un sol sont donc :

- d'une part la relation $h(\theta)$ qui permet de définir l'énergie interne de pression dans un volume de sol ;

- d'autre part, la relation $K(\theta)$ qui permet de connaître avec quelle facilité l'eau s'écoulera à la suite d'une variation d'humidité (provenant d'un apport d'eau, ou d'une extraction d'eau) entre deux tranches de sol.

Le matériel et la méthodologie décrits par la suite permettent d'obtenir directement *in situ* ces deux relations. Cette méthodologie se basant sur les développements qui viennent d'être faits, il est bon de revenir sur la validité des hypothèses simplificatrices qui ont été adoptées au début de ce chapitre. L'hypothèse la plus contraignante concerne la rigidité du milieu. Les expériences effectuées par Smiles (1974) au CSIRO à Canberra, en Australie, sur les argiles gonflantes montrent clairement que les équations (2) et (3) ne s'appliquent pas pour ces matériaux, et que la notion de teneur en eau n'a pas de sens dans ce cas. Pour cette raison, nous travaillerons avec des sols de types sableux, qui sont très largement représentatifs au Sénégal. Les résultats obtenus récemment sur les problèmes de thermomigration montrent que l'hypothèse de milieu isotherme est beaucoup moins contraignante puisque les transferts d'eau induits par des gradients thermiques (ce qui n'est pas pris en compte dans l'analyse précédente) sont au moins d'un ordre de grandeur plus faible que les transferts sous l'effet de gradient de charge hydraulique, et sont de toute façon du même ordre de grandeur que les erreurs expérimentales. Il en est de même pour les transferts sous gradients osmotiques. Une condition draconienne reste finalement l'hypothèse que l'air contenu dans les pores est à la pression atmosphérique (Morel-Seytoux, 1973 ; Vachaud, Gaudet et Kuraz, 1974).

Si suffisamment de précautions sont prises pour que cette dernière hypothèse soit justifiée, en évitant notamment une submersion trop importante, on peut en général estimer que les équations (2) et (3) sont représentatives de la physique des transferts, à condition bien sûr que l'écoulement soit *vertical*. L'application de ces équations à l'analyse d'essais d'infiltration réalisés sur anneaux (essai de Müntz) est ainsi toujours problématique, même si l'anneau de garde est important.

Deux livres assez récents donnent une bonne synthèse des connaissances actuelles sur les écoulements en milieu non saturé : celui édité par D. R. Nielsen (1972) et celui de D. Hillel (1973).

2. — Caractérisation des sites d'essais

Afin d'obtenir des résultats pouvant avoir une application importante, des essais ont été effectués sur deux types de sols représentatifs de deux grandes zones faisant actuellement l'objet d'essais de valorisation agricole au Sénégal :

- le sol Dior, qui est un sol très répandu dans les zones centre et centre Nord du Sénégal, et qui fait essentiellement l'objet de la culture pluviale du mil et surtout de l'arachide ;

— le sol Dieri, qui est un sol dunaire représentatif du massif issu de l'erg Ogolien ceinturant le lit majeur du fleuve Sénégal dans ses parties aval et deltaïque. Traditionnellement, et dans la limite d'une pluviométrie souvent trop faible, ce sol est cultivé en mil ou en niébé, ou est laissé en friche. On envisage d'y pratiquer aussi l'irrigation car il ne présente ni l'hydromorphie ni l'halomorphie des sols alluviaux du delta ou de la basse vallée du Sénégal.

a) *Essais sur sol Dior*

Les sols Dior sont des sols ferrugineux tropicaux, selon la classification française des sols, formés à partir de matériaux sableux quaternaires d'origine complexe (fluviale, marine et éolienne) (Pieri, 1975). Leur profondeur est généralement grande pouvant dépasser 4 à 5 m ; ces sols sont relativement homogènes horizontalement et verticalement, bien qu'il faille se méfier des zones de termitière et d'inclusions provenant souvent d'un habitat ancien, où les caractéristiques physico-chimiques sont très différentes.

Ces sols sont exempts de cailloux et de gravier. Ils contiennent plus de 90 p. 100 de sables dont les 3/4 de sable fin. Une analyse granulométrique de l'horizon de surface indique :

- 0,4 p. 100 de matière organique ;
- 2 p. 100 d'argile (essentiellement kaolinite non gonflante) ;
- 5,6 p. 100 de limon ;
- 69 p. 100 de sables fins ;
- 23 p. 100 de sables grossiers.

En profondeur, on peut trouver un peu plus d'argile et de limon.

La densité apparente de ces sols est toujours élevée (souvent supérieure à 1,6) ; leur porosité totale faible (environ 0,4) rend nécessaire le travail du sol sur une quinzaine de cm, ce qui fait alors descendre la densité apparente dans l'horizon cultivé à environ 1,45 (soit une porosité de 0,45) (Charreau et Nicou, 1971).

Du point de vue hydrodynamique enfin, ces sols ont une perméabilité réputée assez élevée, qui peut dans certains cas, être réduite par dispersion de la faible quantité d'argile. Les diverses méthodes de mesure globales classiques (Porchet, Müntz, cases lysimétriques) ont donné des résultats très variables ; entre 50 et 250 mm/h pour la perméabilité à saturation (Charreau, 1963). Les caractéristiques classiques du point de vue agronomique correspondent à une capacité de rétention (après 2 ou 3 jours de ressuyage suivant une forte pluie ou un gros arrosage) variant entre 0,09 et 0,14 cm³/cm³, et une humidité au pF 4,2 comprise entre 0,03 et 0,05 cm³/cm³. On peut enfin généralement compter sur une réserve d'eau utilisable de 80 à 90 mm sur le premier mètre (Dancette, 1970).

Ces sols ont été intensivement étudiés au Centre de Recherches Agronomiques de Bambey ; on ne disposait pas jusqu'alors de mesures permettant de caractériser les variations de conductivité hydraulique avec la teneur en eau du sol, ni la courbe de succion. Nous avons été amené à équiper deux sites de mesures sur le CRA de Bambey, pour déterminer ces courbes caractéristiques selon deux méthodes différentes.

Le premier site (B1) a été installé en 1974. Une fosse pédologique creusée jusqu'à la profondeur de 1,50 m à proximité de la zone d'essai a permis de constater un profil apparemment très homogène.

Un second site (B2) installé fin 1975 à 50 m au sud-ouest du premier correspond à un profil moins homogène, avec notamment présence d'un horizon d'accumulation très riche en matière organique, et très humide, d'environ 5 cm d'épaisseur à la cote 105 avec un pendage de 10° dans la direction est-ouest.

Considérant la répartition en éléments fins $< 20 \mu$, on notera sur le site B1 une augmentation régulière des particules fines (de 6 à 13,5 p. 100) dans les premiers 60 cm. Au-delà, la proportion est plus faible et se maintient constante (environ 11 p. 100).

Sur le site B2, la proportion de particules fines est nettement plus faible jusqu'à 80 cm (environ 8 p. 100). L'horizon d'accumulation à 90 cm présente un taux de ces dernières bien plus élevé (13,5 p. 100). Au-delà, leur proportion décroît légèrement pour arriver aux mêmes valeurs que sur le site B1 au voisinage de la cote $z = 150$ cm.

b) Essais sur sol Dieri

Les sols Dieri ont moins été étudiés que les sols Dior, et le nombre d'informations dont nous disposons est beaucoup plus réduit.

Ce sont des sols sableux, d'origine éolienne, classés d'après la classification française en sol brun subaride sur sable éolien.

Ces sols profonds (2 m au moins) et très homogènes, présentent les caractéristiques texturales suivantes :

- 1,2 à 1,6 p. 100 d'argile de type kaolinite ;
- 0,8 à 1 p. 100 de limon fin ;
- 2 p. 100 de sable très fin ou limon grossier ;
- 70 à 75 p. 100 de sables fins ;
- 20 à 25 p. 100 de sables grossiers.

Le pourcentage élevé de sables en fait un sol bien plus perméable que le Dior.

La densité apparente en place varie de 1,45 en surface à 1,5 en profondeur, la porosité texturale γ étant élevée. Aucune information n'était disponible, avant nos essais, sur les caractéristiques hydrodynamiques de ces sols.

Un site d'essai a été aménagé à N'Diol, près de la station de Richard Toll. Ce site a été installé en 1976, dans une zone de très grande homogénéité.

3. — Méthode de mesure

La méthodologie utilisée pour obtenir les relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$ repose sur la mesure simultanée des variations d'humidité et de charge hydraulique dans le profil de sol, soit dans des conditions de ressuyage contrôlé après un apport d'eau important ou « méthode du drainage interne », soit dans des conditions naturelles ou « méthode du bilan ». Elle exige l'utilisation de moyens de mesure fidèles, répétitifs et non destructifs de ces deux variables ; de ce fait les sites d'essais ont été équipés de tubages pour humidimètre à neutron et d'une série de tensiomètres.

a) Mesure de la teneur en eau

Elle est effectuée avec un humidimètre à neutrons. Nous n'entrerons pas dans la théorie des mesures neutroniques ni dans la description de l'appareillage (renvoyant

pour cela aux ouvrages spécialisés ainsi qu'à l'article récent de synthèse de Couchat (1977)).

Les humidimètres utilisés pour cette étude sont de type HP310 (assistance IAEA) et HP510 (assistance FAC) pour le site de Bambey, et SOLO (équipement ISRA pour le site de N'Diol).

Les courbes d'étalonnage ont été déterminées au champ par la méthode gravimétrique, et la courbe obtenue a été confirmée par la méthode d'étalonnage chimique de Couchat (1975) pour le site de Bambey. Sur ce dernier site, un étalonnage spécial a également été fait à la cote $z = 12$ cm pour corriger les effets de surface, en corrélant les comptages obtenus à cette cote avec la teneur en eau moyenne obtenue par gravimétrie dans la tranche 0-20 cm. La correction apportée s'avère importante dans le calcul des variations de stock, notamment lorsque le sol est très humide, les mesures d'humidité à 12 cm pouvant être sous-estimées de plusieurs points si aucune correction n'est faite (Daudet et Vachaud, 1977).

b) Mesure de la charge hydraulique et de la direction des flux

Le principe de la tensiométrie a été également largement développé dans la littérature de physique des sols. Rappelons simplement que si l'on considère une cellule poreuse de très fine porosité permettant d'assurer la continuité de la phase liquide entre un volume de sol à la cote z et un manomètre à mercure situé à la surface du sol (fig. 1), un calcul élémentaire d'hydrostatique montre qu'à l'équilibre, si h est la pression effective de l'eau dans le sol, la remontée de mercure dans le manomètre au-dessus d'un niveau de référence situé à la cote $z = 0$ vaut :

$$\zeta = - \frac{(h - z)}{12,6} = - \frac{H}{12,6}.$$

On notera que le terme 12,6 provient de la différence de masse volumique entre la colonne de mercure et la colonne d'eau équivalente déplacée par le mercure.

Si le niveau de référence du mercure est situé à une distance Y (cm) au-dessus de la surface du sol, il faut pour obtenir la charge par rapport à la surface du sol, corriger cette formule pour obtenir :

$$H = - 12,6 \zeta + Y.$$

On peut donc déterminer à tout instant la charge hydraulique à la cote d'implantation du tensiomètre par simple lecture du niveau du mercure dans le manomètre.

L'utilisation de plusieurs tensiomètres implantés à différentes cotes permet d'obtenir le profil de charge hydraulique dont la pente en tout point donnera, d'après l'équation (1) la direction des transferts.

Si l'on oriente positivement les vitesses selon la direction de l'axe Oz , on voit notamment, en admettant que l'écoulement est vertical, que l'on aura une zone d'écoulement descendant (flux positif) dans la région où le gradient est négatif (H diminue quand z augmente) ; une zone d'écoulement ascendant (flux négatif) quand le gradient est positif ; enfin dans toute section correspondant à un gradient nul (c'est-à-dire un maximum ou un minimum sur le profil $H(z)$), le flux sera nul. Ces trois configurations sont reportées figure 1, où l'on a dans un but pratique, choisi les mêmes échelles pour les axes de profondeur et de charge. Cette configuration sera toujours utilisée par la suite.

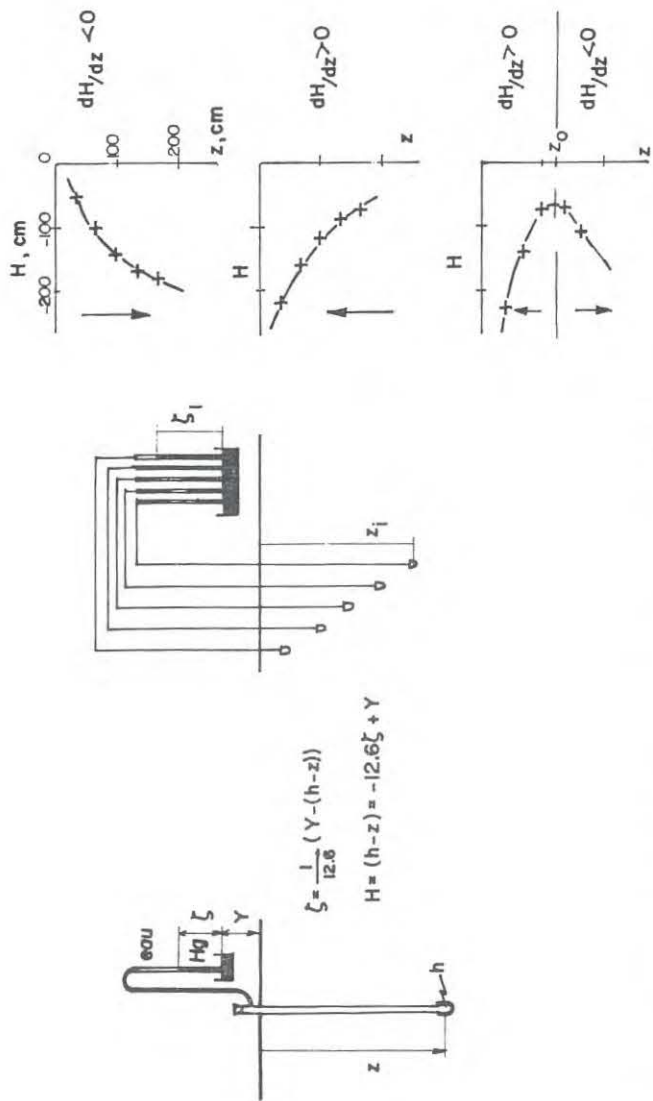


FIG. 1. — Schéma de principe du fonctionnement d'un tensiomètre, et de la détermination de la direction des transferts. H est la charge (en cm d'eau) par rapport à la surface du sol, correspondant à la pression h (cm d'eau) régnant dans le sol à la cote S . ζ est la remontée du mercure (en cm) par rapport à un niveau de référence située à la distance Y au-dessus de la surface du sol.

Deux systèmes différents de tensiomètres ont été utilisés :

— sur les deux sites de Bambeï, quatre ensembles Soil Moisture réf. 2510, comportant chacun 5 anneaux en céramique poreuse, sur une canne unique, isolés et situés à différentes cotes, et un panneau de mesure avec 5 manomètres à mercure. Deux ensembles permettent de mesurer la charge à 10, 20, 30, 40 et 50 cm ; deux autres à 30, 60, 90, 120 et 150 cm ;

— sur le site de N'Diol, deux ensembles Soil Moisture réf. 2310, à cannes multiples de différentes longueurs, connectées à un panneau de mesure avec 5 manomètres à mercure. Les mesures de charge étaient dans ce cas effectuées à 10, 20, 30, 40, 50, 70, 90, 110, 130 et 150 cm.

4. — Détermination de $K(\theta)$ et $h(\theta)$ par la méthode du drainage interne

a) Principe de la méthode

Cette méthode consiste à effectuer sur un site un apport d'eau important (équivalent à une lame d'au moins 200 mm) et à suivre la redistribution de l'eau dans le profil immédiatement après la disparition de la lame, en couvrant la surface du sol de façon à éviter tout transfert à travers cette surface. On impose ainsi que pendant toute la cinétique de ressuyage l'on ait $q = 0$ à travers la cote $z = 0$ (Hillel, 1972).

A l'aide des tensiomètres et de la sonde neutron on suit l'évolution des profils de charge et des profils d'humidité pendant ce ressuyage. Si l'on considère (fig. 2) deux profils hydriques mesurés au temps t' et t depuis la disparition de lame, en application de l'équation (3) le flux $q(z)$ passant à travers toute section de cote z peut être obtenu à partir de la mesure de variation de stock ΔS_z dans le volume de sol limité par la surface du sol et la section de cote z par la formule :

$$q(z) - q_0 = - \frac{\Delta S_z}{\Delta t}.$$

Or dans ce cas, q_0 , le flux passant à travers la cote $z = 0$ est nul ; d'autre part ΔS_z est négatif (perte de stock), donc $q(z)$ est positif et on a donc directement en valeur absolue :

$$q(z) = \left| \frac{\Delta S_z}{\Delta t} \right|.$$

Cette valeur représente la vitesse de Darcy à travers la cote z à un temps moyen entre les deux mesures $\left(\bar{t} = \frac{t' + t}{2} \right)$.

Au lieu de considérer les différences de stock on peut affiner la méthode de calcul du flux en calculant à différents instants la valeur du stock d'eau compris entre la surface du sol et le niveau de référence (cette valeur est obtenue par intégrations des profils hydriques soit $S(z, t) = \int_0^z \theta dz$) et en traçant la courbe $S_z(t)$ donnant la variation dans le temps de cette grandeur. A un instant t , le flux passant à travers la cote z sera dans ce cas directement donné par la pente de la courbe $S_z(t)$:

$$q(z) = - \frac{dS_z}{dt}.$$

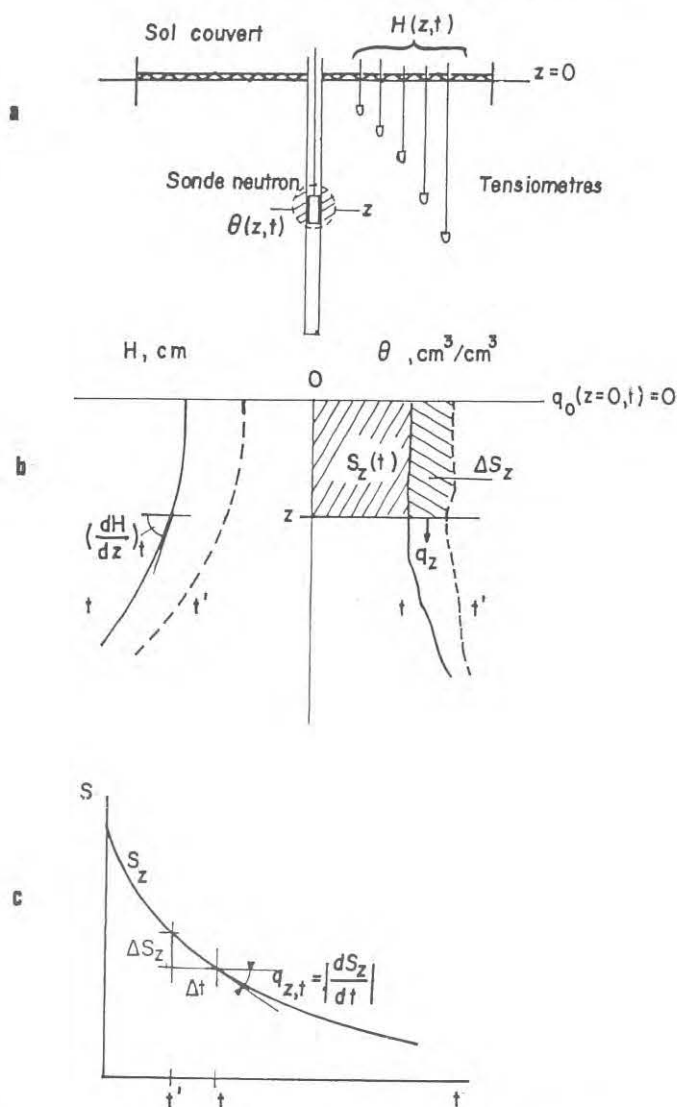


FIG. 2. — Schéma de principe de la méthode du « drainage interne ». 2a : Implantation du système de mesure. 2b : Détermination des variations de stock et de gradient de charge à un niveau z . 2c : Calcul du flux à une cote z , et à un instant par la méthode instantanée.

Cette deuxième méthode, dite méthode de calcul instantanée (Watson, 1966) est plus précise et ne nécessite pas d'interpolation entre les profils. C'est celle que nous utiliserons.

Si, à l'instant t de référence, on connaît également le profil de charge $H(z, t)$, la pente de cette courbe à la cote z donne directement le gradient dH/dz .

On dispose donc ainsi au même instant t , à la cote z :

- de la valeur instantanée de la teneur en eau θ et de la charge H (donc de la pression $h = H + z$) ;
- de la valeur instantanée de la vitesse de Darcy q ;
- de la valeur instantanée du gradient de charge dH/dz .

En application de l'équation (2) la relation entre les deux dernières valeurs donne la conductivité hydraulique :

$$K = - \frac{q}{dH/dz}.$$

Cette valeur de K sera affectée à la valeur de la teneur en eau θ mesurée à cet instant et à cette cote.

En corrélant d'autre part θ et h on obtient un point de la courbe $h(\theta)$ représentative de l'horizon de sol considéré.

En appliquant cette procédure à différents instants et à différentes cotes on peut définir les relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$ pour différents horizons. Deux exemples d'application seront donnés par la suite.

Avant de considérer ces cas pratiques, il est important d'insister sur deux points importants :

1) La méthode repose entièrement sur l'hypothèse que les transferts ont lieu dans la seule direction verticale. Or dans un essai d'infiltration il est évident que par diffusion latérale une partie de l'eau appliquée à la surface du sol viendra humidifier la zone extérieure à la zone d'essai, même avec un anneau de garde. Il faudrait alors en toute rigueur mesurer les gradients de charge également dans la direction horizontale. Afin de minimiser l'influence des transferts latéraux, il y aura donc lieu de considérer la surface d'essai la plus grande possible et de faire les mesures au centre.

2) Les deux appareils de mesure ont des domaines d'influence très différents : le tensiomètre donne une mesure très locale de la pression de l'eau, alors que la sonde neutron commencera à réagir dès que le nombre d'atomes d'hydrogène varie dans sa sphère d'influence. Cela pose un problème de fond sur la signification des mesures d'humidité obtenue en présence d'un front d'humectation se déplaçant dans un sol initialement sec, où la sphère d'influence a un diamètre initial de l'ordre de 40 cm. Il y aura donc lieu d'être très critique dans ce cas.

Pour définir la méthodologie employée, nous allons analyser dans le détail l'essai effectué à N'Diol sur sol Dieri ; nous nous bornerons ensuite à présenter les résultats relatifs à l'essai effectué dans les mêmes conditions sur le site B1 de Bambe sur sol Dior.

b) Essai sur sol Dieri

Cet essai a eu lieu du 22/04 au 4/06/76, donc pendant la saison sèche. Une lame de 250 mm d'eau a été apportée sur la zone d'infiltration délimitée par une surface de 1×1 m, bordée sur son pourtour par une diguette avec zone de garde de 2×2 m, et sur un profil initialement sec. La lame d'eau a complètement disparu à 16 h 45, le sol étant alors humidifié jusqu'à une profondeur de 120 cm et la teneur en eau à la surface du sol étant passée de 0,012 à 0,23 cm^3/cm^3 .

La surface a alors été couverte avec un film plastique recouvert de paille et l'on a suivi l'évolution des teneurs en eau dans le profil en utilisant les méthodes développées auparavant en laboratoire sur colonne de sol (Vachaud et Thony, 1970). Afin de suivre la cinétique très rapide dans ce sol, on effectue un comptage à un niveau z_k pendant un temps assez court (16 s avec la sonde SOLO), on déplace ensuite la sonde aux cotes z_{k+1} puis z_{k+2} ... jusqu'à trouver une section où la teneur en eau n'a pas varié, et l'on revient à la cote z_k , etc... ; sur ce site, les mesures ont été faites tous les 10 cm jusqu'à 1,60 m.

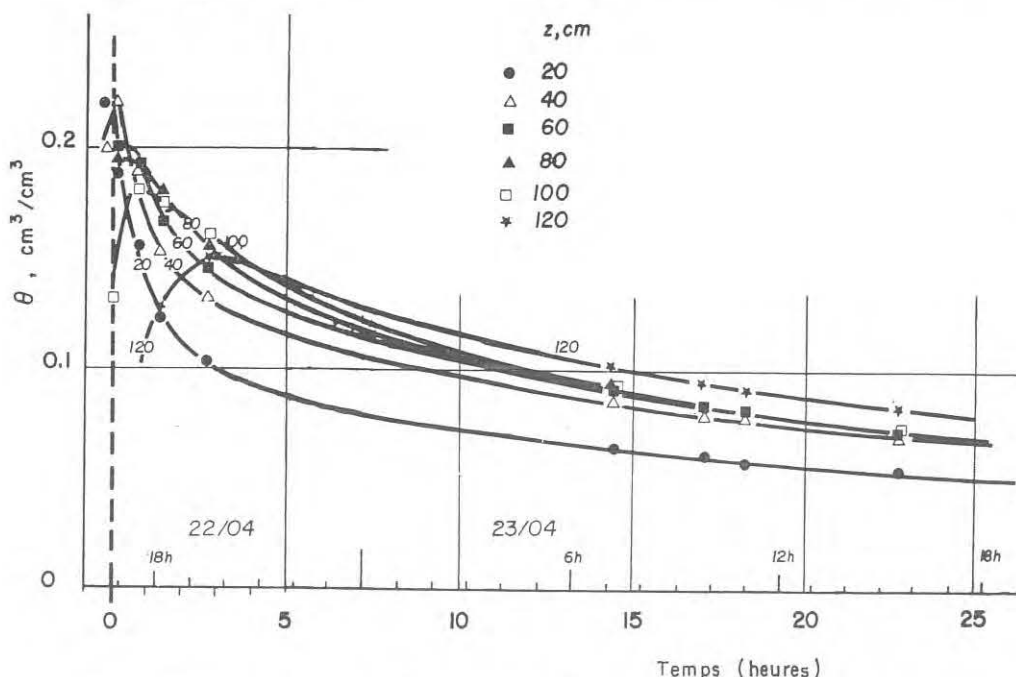


FIG. 3. — Evolution dans le temps de la teneur en eau à différentes cotes durant l'essai de drainage interne sur sol Dieri. Chaque point représente un point de mesure. Le temps $t = 0$ correspond à la disparition de la lame d'eau (16 h 45 le 22.04).

On mesure ainsi à différents niveaux les valeurs de la teneur en eau à différents temps. En reportant les points sur un graphe $\theta_z(t)$ on peut, par lissage, obtenir les courbes donnant la variation de la teneur en eau à différentes cotes (fig. 3). Il suffit ensuite de se placer à des temps t choisis depuis la disparition de la lame pour reconstituer les profils hydriques $\theta(z)$ (fig. 4) à partir de ces courbes.

Cette méthode est surtout intéressante dans l'intervalle de temps où les variations de teneur en eau sont rapides (essentiellement le premier jour), à condition bien sûr d'avoir des points de mesure suffisamment rapprochés. Cependant, même lorsque les variations deviennent très lentes, le lissage permet d'éliminer les erreurs accidentelles de mesure, et d'avoir des profils réguliers.

Les tensiomètres qui avaient été installés et amorcés avant l'essai d'infiltration n'ont pas eu le temps de se désamorcer et ont réagi très régulièrement à l'arrivée du

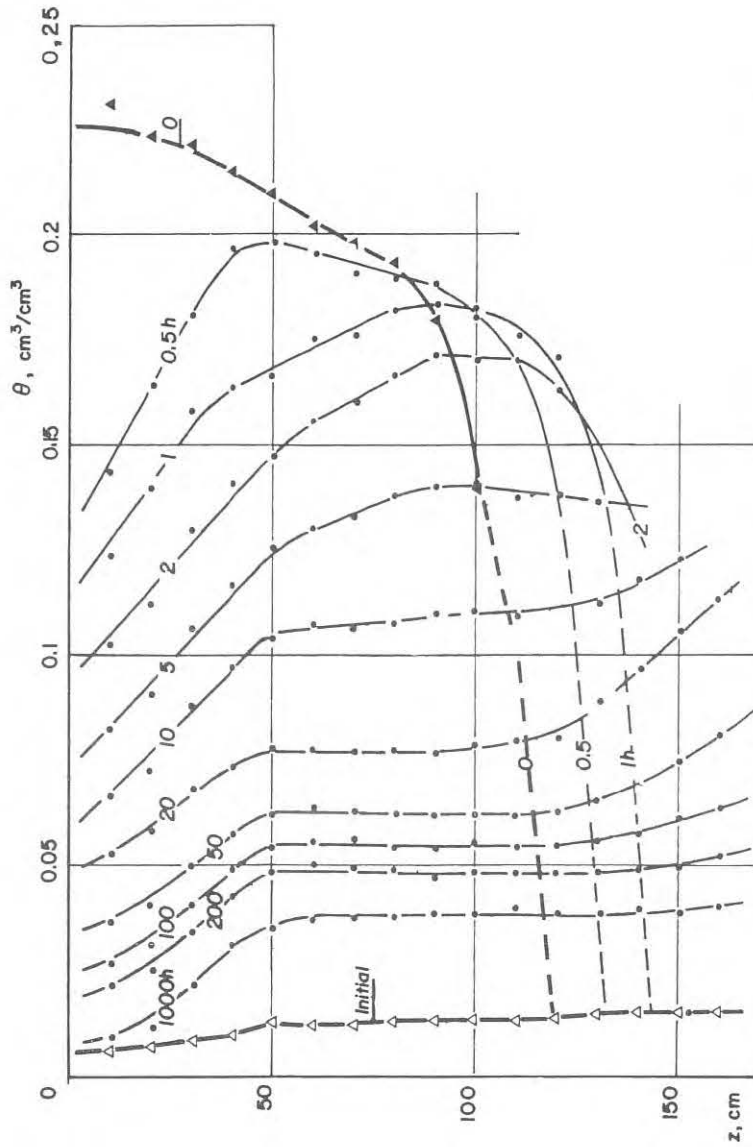


FIG. 4. — Profils hydriques correspondants à la figure 3. Paramètre : temps t , en h , depuis la disparition de la lame d'eau. Le profil initial est mesuré avant l'essai, le profil $t = 0$ correspondant à la fin de l'infiltration.

front. La même technique que dans le cas précédent a été utilisée pour traiter les mesures tensiométriques et obtenir les profils de charge à différents temps (fig. 5).

Les profils hydriques reportés figure 4 permettent d'apprécier la cinétique. A partir de la détermination des teneurs en eau à différents temps et à différentes cotes on a calculé par l'intégration de ces profils la valeur du stock cumulé entre la surface du sol et différents niveaux aux temps considérés. Cette intégration est faite facilement en affectant la teneur en eau mesurée à une cote z_k à la tranche de sol de 10 cm entourant cette cote, sauf pour la mesure à la profondeur $z_1 = 10$ cm qui est affectée à une tranche de sol allant de 0 à 15 cm.

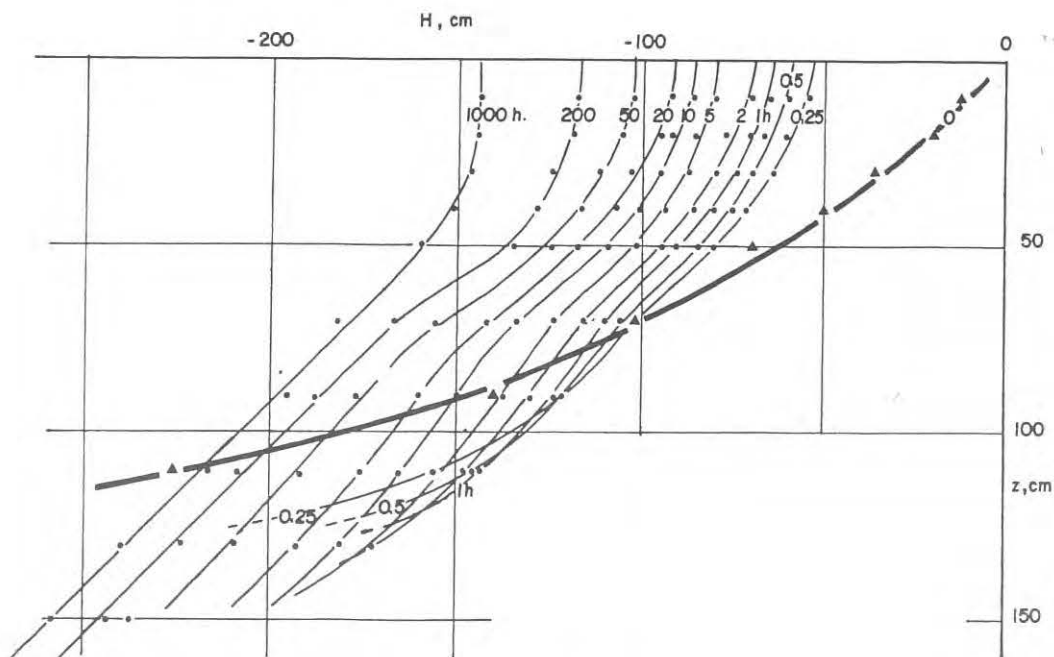


FIG. 5. — Profils de charge hydraulique correspondant à figure 6.
Paramètre : temps t , en h , depuis la disparition de la lame d'eau.

Si l'on exprime le stock en mm d'eau, le stock jusqu'à une cote z_j vaudra donc :

$$S_{z_j} = (1,5 \theta_{10} + \theta_{20} + \dots + \theta_k + \dots + 0,5 \theta_j) \cdot 100$$

où θ_k est la teneur en eau mesurée à la cote z_k .

Cette formule ne s'applique pas dans la première section ($z = 10$ cm) où l'on a simplement $S_{10} = \theta_{10} \cdot 100$. On trouvera, à titre d'exemple, tableau 1, les valeurs des teneurs en eau et des stocks cumulés calculés à différents instants.

Tant que le front d'humectation n'a pas atteint la dernière section de mesure ($z = 160$ cm), soit pour $t < 1,5$ h on notera que le stock d'eau dans le sol est bien conservé, mais les valeurs obtenues sont cependant inférieures de 10 p. 100 à la lame

TABLEAU 1

Calcul des stocks cumulés. Essai de drainage interne sur sol Dieri

Z cm	Avant essai		t = 0		t = 2 h		t = 10 h		t = 26 h		t = 160 h		t = 1 056 h	
	θ cm ³ /cm ³	S mm	θ	S	θ	S	θ	S	θ	S	θ	S	θ	S
10	0,006	0,6	0,23	23	0,103	10,3	0,067	6,7	0,046	4,6	0,022	2,2	0,008	0,8
20	0,007	1,2	0,226	48,7	0,115	21,1	0,076	13,8	0,046	9,2	0,03	4,8	0,011	1,7
30	0,009	2,0	0,221	68,1	0,126	33,2	0,087	21,9	0,063	14,6	0,04	8,3	0,024	3,5
40	0,010	2,9	0,216	90,0	0,137	46,3	0,097	31,1	0,07	21,3	0,047	12,6	0,034	6,4
50	0,013	4,0	0,21	111,2	0,147	60,5	0,104	41,2	0,07	28,3	0,049	17,4	0,034	9,8
60	0,012	5,1	0,204	131,9	0,155	75,6	0,107	51,7	0,07	35,3	0,05	22,3	0,036	13,3
70	0,012	6,2	0,198	152,0	0,162	91,5	0,108	62,5	0,071	42,3	0,049	27,3	0,038	17,0
80	0,013	7,4	0,192	171,5	0,166	107,9	0,108	73,3	0,072	49,5	0,045	32	0,038	20,8
90	0,013	8,7	0,18	190,8	0,170	124,7	0,109	84,1	0,073	56,8	0,047	36,6	0,038	24,5
100	0,013	10,0	0,14	206,4	0,171	141,7	0,110	95,1	0,07	63,9	0,049	41,4	0,04	28,5
110	0,013	11,3	(0,105)	219	0,169	158,7	0,110	106,1	0,077	71,25	0,045	46,1	0,04	32,5
120	0,014	12,7	—	225	0,163	175,3	0,111	117,1	0,08	79,1	0,045	50,6	0,04	36,5
130	0,015	14,2			0,148	191	0,113	128,3	0,083	87,2	0,053	55,5	0,041	40,3
140	0,015	15,7			0,130	204,8	0,117	139,8	0,083	95,5	0,052	60,7	0,041	44,6
150	0,015	17,2			0,103	216,5	0,121	152	0,09	104,2	0,054	66,0	0,048	48,8

— Le temps t = 0 correspond à la disparition de la lame d'eau (250 mm) : le 21/04/76 à 16 h 45.

— Les stocks sont exprimés en mm d'eau.

— Pour t ≤ 10 h, les teneurs en eau sont obtenues par lissage, d'après la figure 3 ; pour t > 10 h les valeurs de teneur en eau à chaque cote correspondent aux mesures. On dispose en plus des profils hydriques aux temps intermédiaires suivants, non reportés sur ce tableau : 1, 5, 17, 20, 23, 41, 44, 90, 208 et 504 h.

imposée (225 au lieu de 250 mm). Cette sous-estimation systématique peut être due à deux effets :

- d'une part l'écoulement n'est pas strictement vertical, et il existe durant le ressuyage un transfert latéral : à la fin de l'essai une zone de 50 cm d'épaisseur environ autour de la zone d'infiltration est humidifiée en surface ;

- d'autre part la mesure à la sonde neutron est extrêmement imprécise en présence d'un front très raide, et l'utilisation de la courbe d'étalonnage, qui repose sur l'hypothèse que la teneur en eau varie peu dans la sphère d'influence, conduit à une erreur sur le calcul des teneurs en eau tant que la section située environ à 15 cm en dessous de la section de mesure n'est pas humidifiée. On obtient donc une double erreur : d'une part le temps d'apparition de l'eau mesuré avec la sonde neutron est surestimé (et l'on notera que les réponses des tensiomètres au passage du front sont systématiquement en retard sur celles de la sonde neutron, ce qui définit bien l'importance du domaine de mesure) ; d'autre part durant toute l'humidification de la section de mesure les teneurs en eau sont sous-estimées du fait de l'existence d'un gradient important dans la sphère d'influence.

Si l'on ne s'intéresse qu'aux sections de mesure situées dans la zone de sol humidifiée au moment de la disparition de la lame d'eau (soit pour $z \leq 120$ cm) durant le ressuyage toutes ces sections vont drainer uniformément. Les courbes donnant la variation du stock cumulé entre la surface du sol et certaines sections de mesure sont reportées figure 6. Il suffit de prendre la pente de ces courbes à des instants choisis

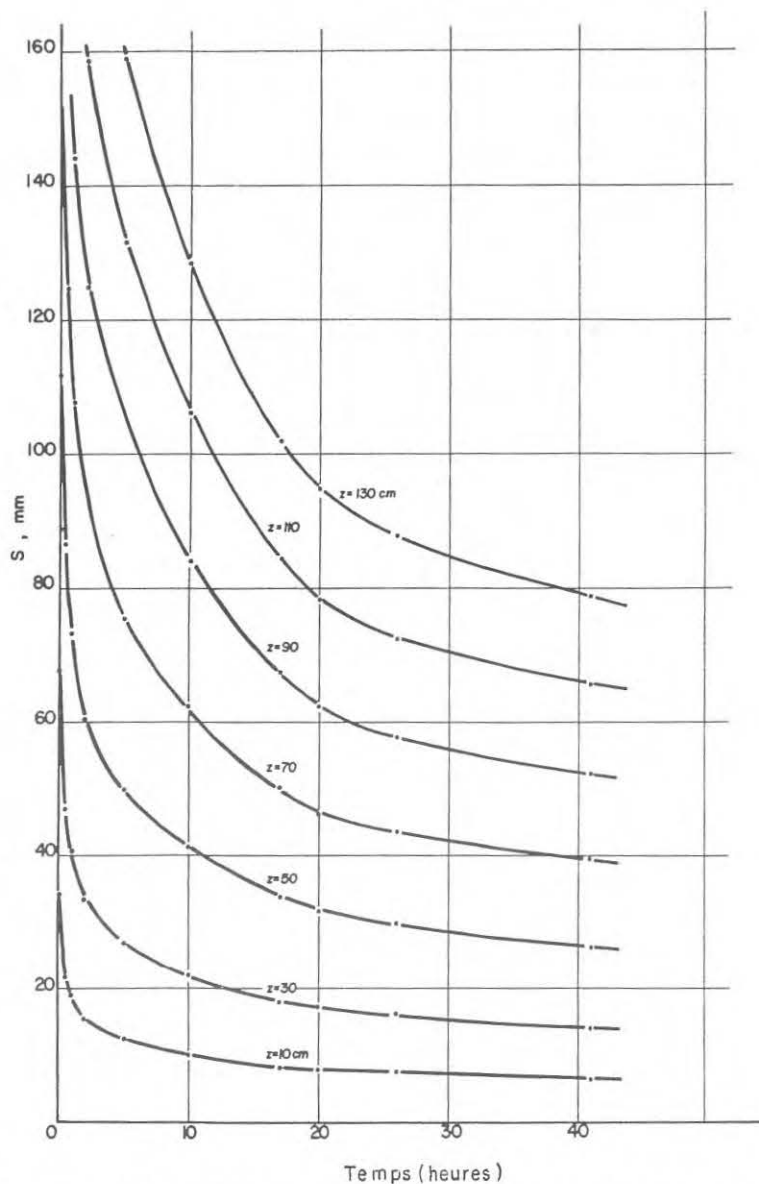


FIG. 6. — Variation du stock hydrique S , en mm d'eau, entre la surface du sol et un niveau de référence z , durant l'essai de drainage interne sur sol Dieri. L'origine des temps ($t = 0$) correspond à la disparition de la lame d'eau.

pour obtenir la valeur instantanée du flux au niveau et au temps choisis. Ces valeurs sont reportées dans le tableau 2 à titre d'exemple pour la cote $z = 30$ cm.

A partir des profils de charge (fig. 5) on peut également facilement déterminer, par la pente de ces courbes, le gradient de charge dH/dz aux mêmes cotes et aux mêmes

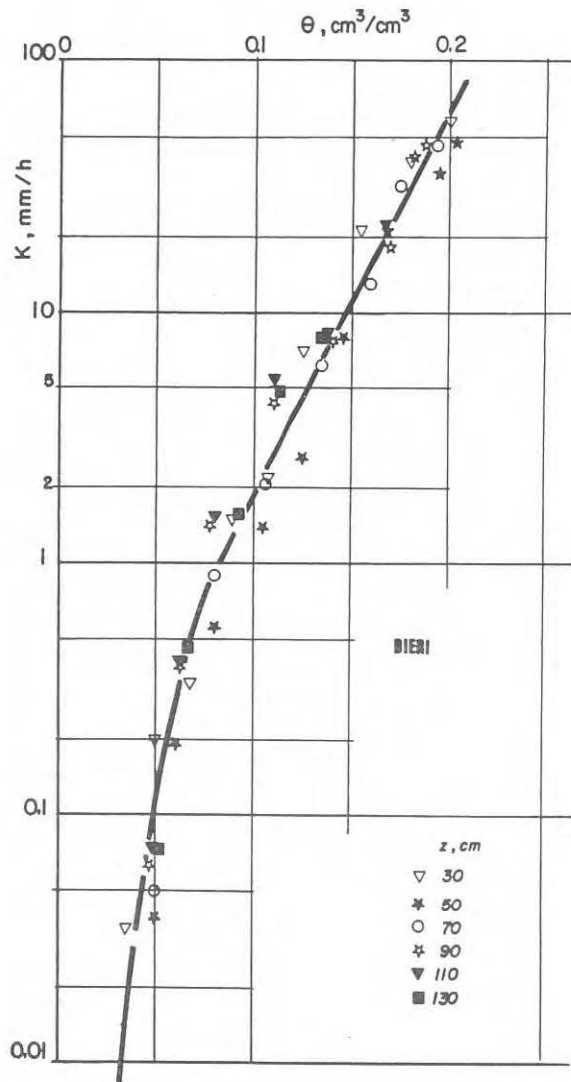


FIG. 7. — Relation entre conductivité hydraulique (en mm/h) et teneur en eau (cm³/cm³), toutes sections confondues, obtenue lors de l'essai de drainage interne sur sol Dieri.

instants. On notera ainsi que pendant tout le ressuyage on a bien $dH/dz = 0$ à la cote $z = 0$; l'hypothèse de flux nul à la surface du sol est donc bien respectée. En profondeur, pour $z > 100$, les gradients évoluent graduellement vers une limite $dH/dz = -1$, qui correspond à un écoulement gravitaire et qui est obtenue au bout d'environ 50 h.

Il suffit ensuite de diviser la valeur du flux par le gradient de charge mesuré au même moment dans la même section pour obtenir la conductivité hydraulique, qui est ensuite affectée à la valeur de la teneur en eau obtenue à ce moment et dans cette

section. Les valeurs correspondantes sont reportées tableau 2, pour $z = 30$ cm. Les mêmes calculs ont été faits aux cotes 50, 70, 90, 110 et 130 cm ; la courbe $K(\theta)$, toutes sections confondues, est donnée figure 7. La variation très grande de la conductivité hydraulique avec la teneur en eau, passant de 100 mm/h pour $\theta = 0,22$ à environ 0,01 mm/h pour $\theta = 0,04$ apparaît nettement sur ce graphe.

TABLEAU 2

Calcul des relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$ - Essai de drainage interne

Sol Dieri						Sol Dior - B1					
t	Z = 30 cm					t	Z = 30 cm				
	θ	h	dS/dt	dH/dz	K		θ	h	dS/dt	dH/dz	K
0	0,280	— 4				6 h	0,261	— 36	37	— 0,56	66,1
0,25	0,200	— 35	36	— 0,62	58,1	1 j	0,233	— 46	25	— 0,52	48,0
0,5	0,180	— 41	24	—	38,7	2 j	0,214	— 55	10,8	— 0,46	23,4
1	0,155	— 45	13	— 0,6	21,7	4 j	0,189	— 62	4,0	— 0,45	8,8
2	0,127	— 50	4,2	—	7,0	6 j	0,178	— 66	0,65	—	1,4
5	0,106	— 58	1,3	— 0,6	2,2	9 j	0,151	— 71	0,27	—	0,6
10	0,088	— 66	0,84	—	1,4						
20	0,067	— 72	0,20	— 0,6	0,33						
50	0,050	— 81	0,11	— 0,54	0,20						
200	0,035	— 95	0,1	— 0,5	0,034						
1 000	0,021	— 116	0,0026	— 0,37	0,007						

Unités : t : h ; θ : cm^3/cm^3 ; h : cm d'eau ; dS/dt : mm/h ; K : mm/h.

Unités : θ : cm^3/cm^3 ; h : cm d'eau ; dS/dt : mm/jour ; K : mm/jour.

En corrélant enfin les valeurs de la teneur en eau aux valeurs de la pression obtenue au même moment dans la même section (à partir des profils de charge) on obtient, toutes sections confondues, la courbe reportée figure 8. On notera que tous les points correspondent à une évolution en drainage. Cette courbe présente une pression d'entrée d'air marquée, ce qui explique bien la très rapide variation de charge près de la surface du sol au début du ressuyage.

Les deux relations caractéristiques de ce sol sont donc bien définies. Il est remarquable de voir combien l'horizon 0-130 cm est homogène. Un exemple pratique concernant l'utilisation de ces données sera exposé par la suite.

c) Essai sur sol Dior

Le même type d'essai a été effectué à Bambey sur le site B1 qui avait été au préalable desséché par une jachère intensive. Une lame d'eau de 250 mm a également été apportée le 8.07.1975 sur une surface de 16 m² entourée d'une diguette. La lame a disparu à 14 h 15 le 8.07, et nous analyserons le ressuyage durant les 9 jours suivants. Sur ce site on doit noter que les mesures à la sonde neutron ont été effectuées jusqu'à une profondeur de 330 cm. Les résultats détaillés sont également reportés dans le mémoire de maîtrise de Tyano (1976).

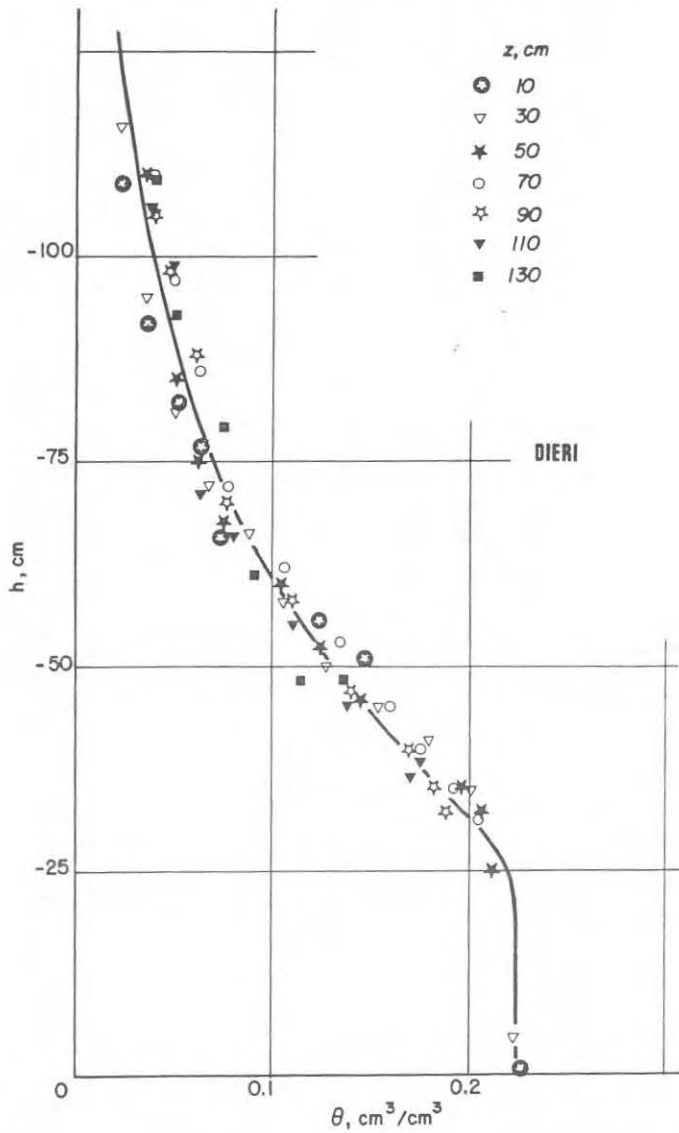


FIG. 8. — Relation entre pression de l'eau (exprimée en cm) et teneur en eau (« courbe de succion »), toutes sections confondues, obtenue lors de l'essai de drainage interne sur sol Dieri.

La même procédure que dans le cas précédent ayant été utilisée, nous ne reviendrons pas sur les détails. On présente simplement, figures 9 et 10, les profils hydriques et les profils de charge obtenus 6 h, 1 j, 2 j, 4 j et 9 j après le début du ressuyage, ainsi que le profil mesuré à disparition de la lame ($t = 0$). On doit noter que l'horizon superficiel (entre 0 et 20 cm) correspond à une tranche de sol ayant préalablement été tra-

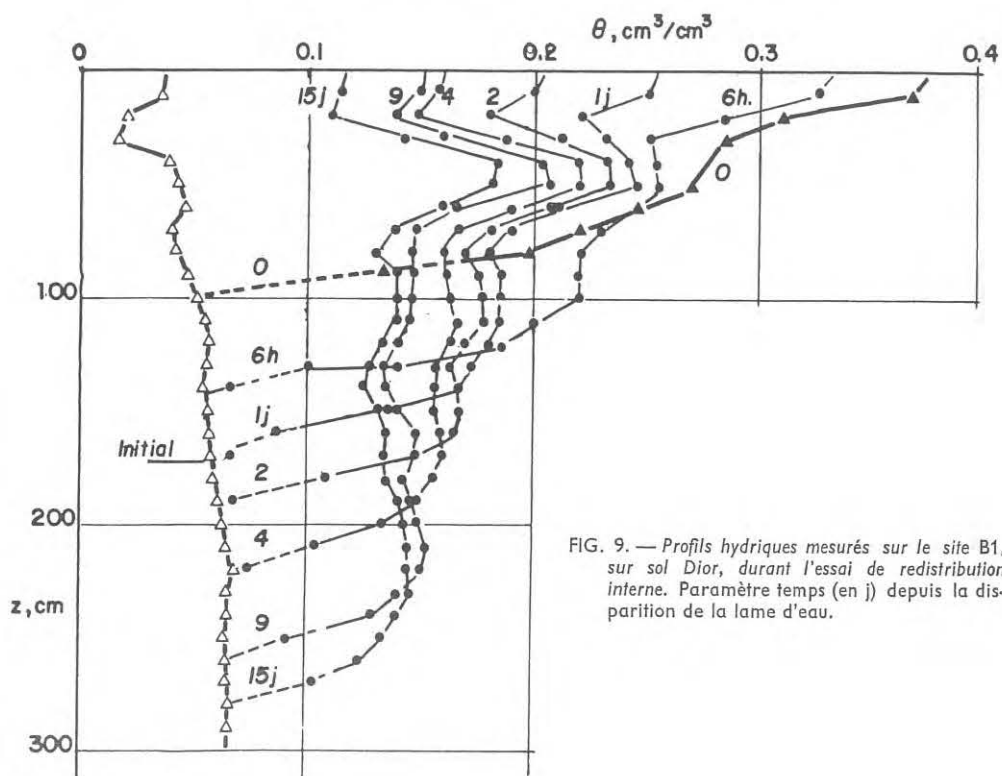


FIG. 9. — Profils hydriques mesurés sur le site B1, sur sol Dior, durant l'essai de redistribution interne. Paramètre temps (en j) depuis la disparition de la lame d'eau.

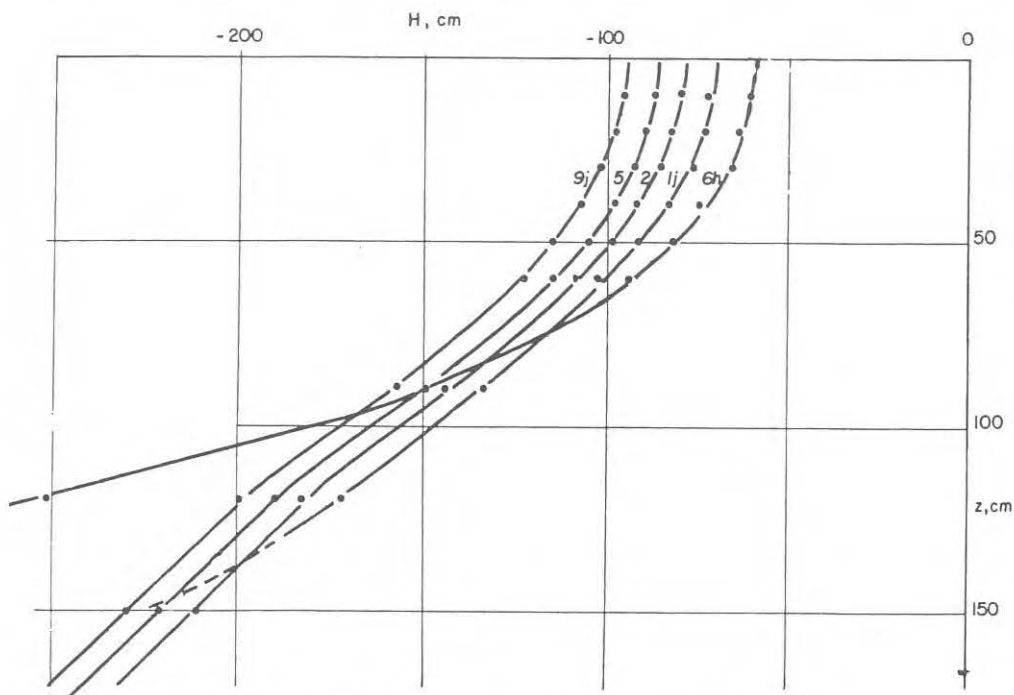


FIG. 10. — Profil de charge correspondant aux résultats de la figure 9.

vaillée donc plus grande de porosité, ce qui explique la forme des profils. On peut également contrôler d'après les courbes figure 10, qu'il n'y a aucun écoulement à travers la cote $z = 0$.

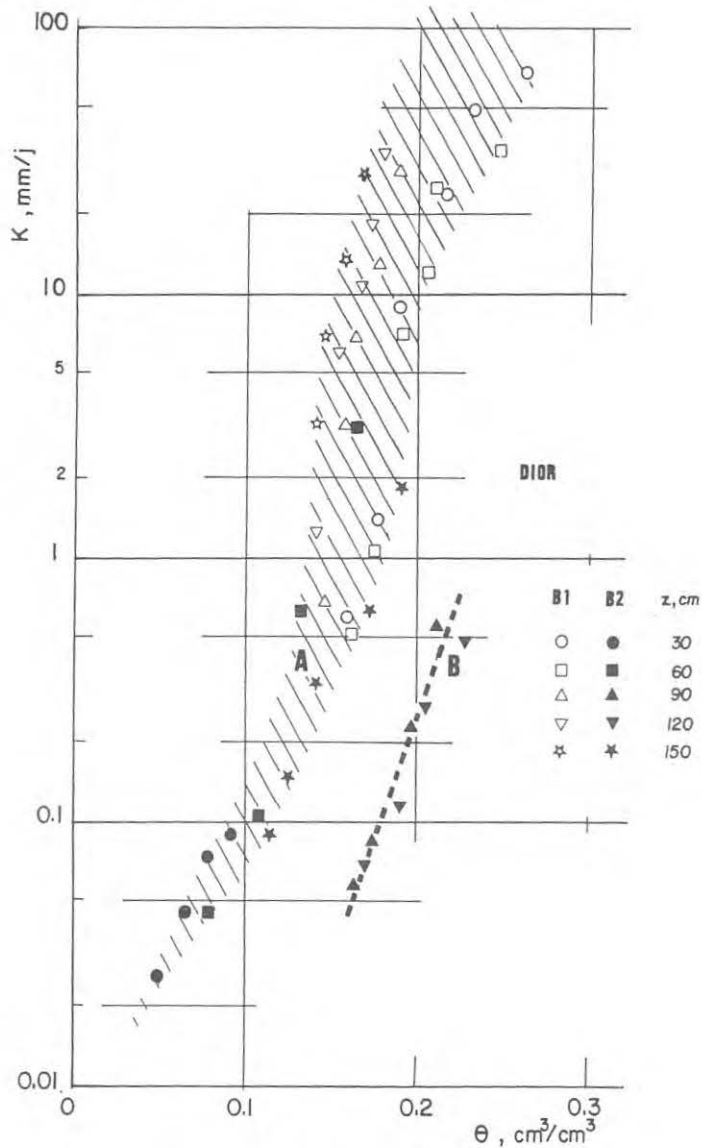


FIG. 11. — Relation entre conductivité hydraulique (mm/j) et teneur en eau (cm^3/cm^3) pour le sol Dior. Les valeurs correspondant à l'essai de drainage interne (essai B1) sont représentées par les figures ouvertes ; les valeurs correspondant à l'essai en bilan naturel (essai B2) sont représentées par les figures pleines. Le domaine A caractérise la relation $K(\theta)$ pour ce sol, toutes sections confondues. La courbe B correspond à l'influence de la couche d'accumulation sur les mesures effectuées aux niveaux 90 et 120 cm sur le site B2.

On a reporté, à titre d'exemple, tableau 2, les valeurs de teneurs en eau, pression d'eau, flux, gradients de charge et conductivité hydraulique obtenues à 30 cm. Les mêmes calculs ont également été effectués à 60, 90, 120 et 150 cm et les valeurs de $K(\theta)$ pour les 5 horizons sont reportées figure 11 (points correspondants à l'essai I).

On notera dans ce cas un assez grand domaine de variation des valeurs de la conductivité hydraulique avec la profondeur. La surface hachurée figure 11 représente la variabilité de $K(\theta)$ avec z . Deux familles de courbes peuvent être considérées : d'une part les valeurs obtenues à 30 et 60 cm ; d'autre part celles relatives aux cotes 90, 120, 150 cm. L'augmentation de K en profondeur (à teneur en eau donnée) peut s'expliquer par la diminution de proportion de particules fines.

On donne enfin, figure 12 (points relatifs à l'essai B1), la relation pression effective-teneur en eau. Dans ce sol les transferts sont moins rapides que dans le cas précédent, et l'on a pu suivre dans certaines sections (à 60, 120 et 150 cm) les cinétiques d'humidification et de drainage. L'hystérésis dans la relation pression-teneur en eau apparaît alors nettement sur cette figure, où l'on notera deux types de relations :

- pour les sections de faibles cotes, qui drainent en permanence, la relation $h(\theta)$ est unique et correspond à une courbe de drainage principale (courbe A) ;
- pour les sections situées à $z > 60$ cm, la relation $h(\theta)$ évolue d'abord sur la courbe correspondant à la branche principale en humidification (courbe D), et une fois la teneur en eau maximum atteinte, sur une courbe de drainage secondaire (courbe C) qui rejoint la courbe de drainage principale aux faibles valeurs de la teneur en eau.

Ce sol peut donc présenter une hystérésis très importante, puisque pour une pression effective de — 50 cm d'eau, la teneur en eau correspondante pourra, en fonction du cycle d'humidification précédent auquel aura été soumis le sol, varier de 0,12 à 0,24 cm³/cm³. Ceci montre clairement le risque qu'il y aurait à déduire la teneur en eau de mesure de pression d'eau en utilisant une courbe de drainage obtenue par exemple sur échantillon en laboratoire.

5. — Détermination de $K(\theta)$ et $h(\theta)$ par la méthode du bilan

La méthode que nous venons d'analyser est intéressante, mais présente cependant un certain nombre de limitations.

Elle nécessite notamment une infrastructure importante et exige que l'on dispose de très nombreuses mesures au début des essais. Des limitations plus restrictives sont de plus les suivantes :

- l'hypothèse d'écoulement unidimensionnel n'est généralement pas respectée, ce qui peut conduire à des erreurs sur le calcul du flux et de la conductivité ;
- sauf pour un sol très sableux, cette méthode ne permet de définir les relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$ que dans le domaine assez humide.

La méthode que nous allons maintenant exposer n'est pas sujette à ces limitations. Elle permet de plus d'avoir directement le bilan hydrique. Elle exige cependant, pour que les résultats soient significatifs, que durant la période de mesure il y ait une continuité du processus climatique : pas de périodes de pluies trop rapprochées pendant les périodes de mesures, et que l'on travaille sur sol nu. Elle est de ce fait bien adaptée aux régions à climat tropical ou sub-tropical.

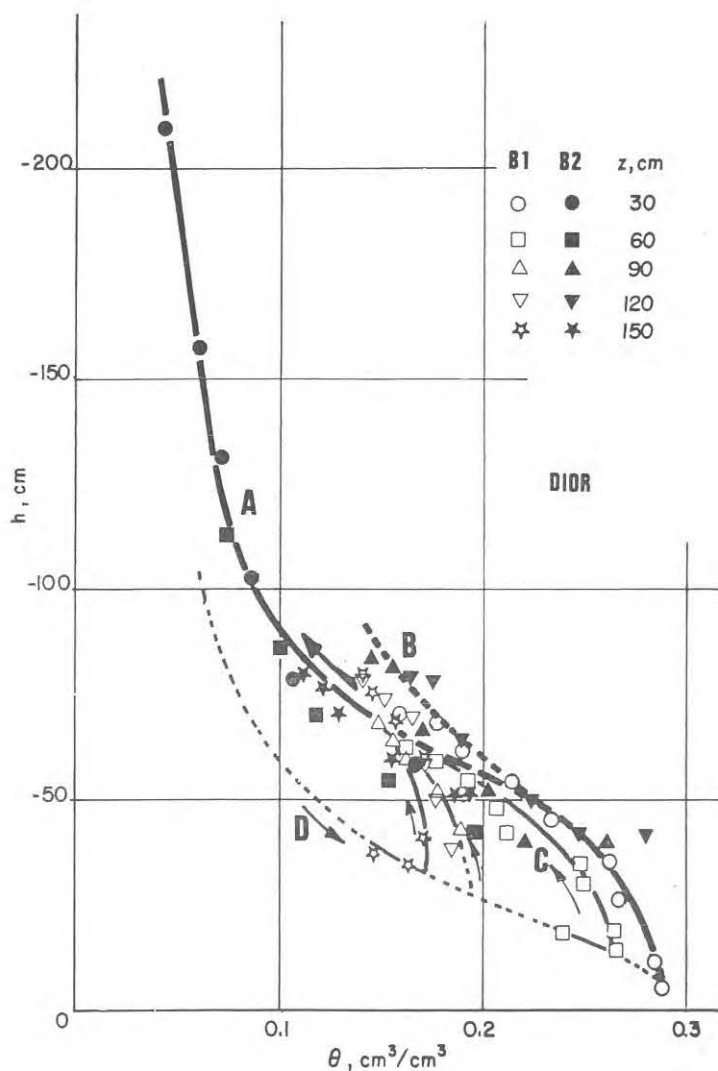


FIG. 12. — Relation entre pression de l'eau et teneur en eau pour le sol Dior.
Même caractérisation des points que pour la figure 11.

- La courbe A caractérise la relation $h(\theta)$ en drainage, toutes sections confondues.
- La courbe B correspond à l'influence de la couche d'accumulation sur le site B2.
- La courbe C caractérise une des relations $h(\theta)$ dans le domaine d'hystérésis lors du passage d'une évolution en humidification à une évolution en drainage.
- La courbe D caractérise la relation $h(\theta)$ en humidification.

a) Principe de la méthode

Plutôt que d'imposer artificiellement un apport d'eau ensuite soumis à un ressuage, on se limite à suivre l'évolution naturelle des teneurs en eau et des pressions entre deux épisodes pluvieux qui peuvent, comme dans le cas que nous allons étudier, être séparés par une saison sèche de 9 mois.

On sait dans ce cas, que la variation du stock d'eau dans le sol en l'absence de toute végétation résultera de deux effets simultanés ; évaporation dans la partie supérieure du sol, et drainage en profondeur. En terme de flux, on aura donc une zone de sol soumise à un écoulement ascendant (soit $q < 0$) et une zone soumise à un écoulement descendant (soit $q > 0$). Par continuité, il existera donc à tout moment, entre les deux zones un niveau où le flux sera nul (le plan de flux nul), qui doit correspondre d'après la loi de Darcy (équation 3), à $dH/dz = 0$, donc au maximum de la courbe $H(z)$ (fig. 2). La position de ce plan peut être aisément repérée sur les profils de charges hydrauliques ; la zone soumise à un assèchement par évaporation étant de plus en plus importante, la cote de ce plan, notée par la suite z_0 , évoluera dans le temps (Royer et Vachaud, 1974).

Supposons qu'à deux instants t_1 et t_2 les profils de teneurs en eau et de charge, mesurés simultanément par sonde neutron et tensiomètres, correspondent à ceux schématisés figure 13, et soit $z_0(t_1)$ et $z_0(t_2)$ les cotes du plan de flux nul aux instants

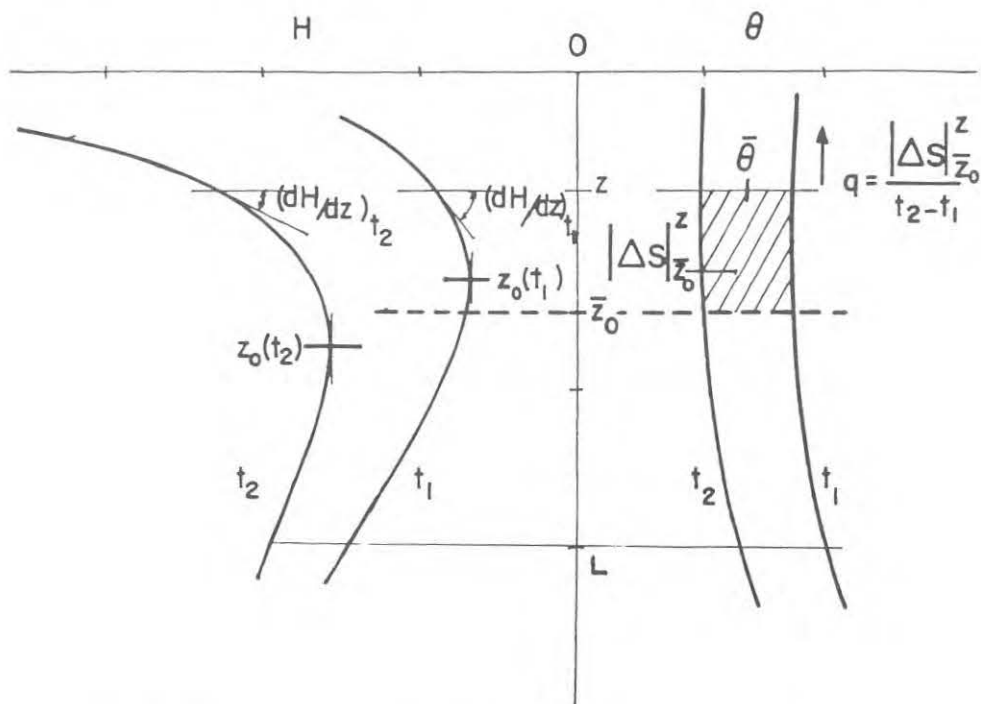


FIG. 13. — Schéma de principe du calcul des flux par la méthode du bilan (plan de flux nul).

correspondants. Dans un but de simplification, on supposera qu'en moyenne le flux est nul entre les instants t_1 et t_2 à la cote :

$$\bar{z}_0 = \frac{z_0(t_1) + z_0(t_2)}{2}.$$

Si l'on considère dès lors un niveau quelconque z , situé par exemple toujours au-dessus de \bar{z}_0 , le flux moyen ascendant passant à travers cette cote dans l'intervalle $(t_2 - t_1)$ vaudra, en application de l'équation (3) :

$$q = \frac{|\Delta S|_{\bar{z}_0}^z}{t_2 - t_1}$$

où $|\Delta S|_{\bar{z}_0}^z$ est la variation de stock entre les niveaux \bar{z}_0 et z durant l'intervalle considéré (surface hachurée fig. 13). Ce flux devra être affecté à la teneur en eau moyenne $\bar{\theta}$ obtenue dans la section z entre t_1 et t_2 . Il sera enfin ramené pour le calcul de K au gradient moyen (dH/dz) obtenu également dans la section z entre t_1 et t_2 .

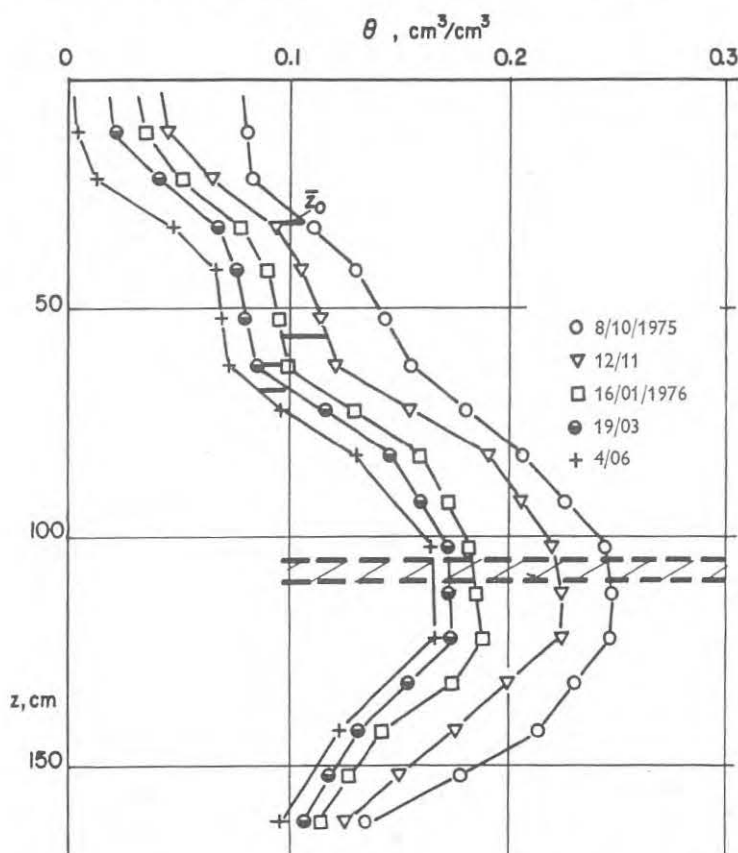


FIG. 14. — Profils hydriques mesurés sur le site B2 (sol Dior) durant la saison sèche 1975-1976 sur sol nu. La couche hachurée entre les cotes 105 et 110 cm représente le niveau d'accumulation.

Les valeurs de $\bar{\theta}$ et (dH/dz) pourront être obtenues soit par moyenne arithmétique, soit d'une façon plus précise (surtout si les variations dans le temps sont importantes) en traçant à partir des mesures les courbes $\theta(t)$ ou $dH/dz = f(t)$ obtenues dans la section considérée et en procédant par interpolation. On donne par la suite un exemple d'application.

Notons enfin que deux sections de contrôles particulièrement importants permettent de définir les termes du bilan hydrique : la cote $z = 0$ (surface du sol) et la cote $z = L$, qui est la dernière section de mesure. En effet entre t_1 et t_2 les valeurs de $|\Delta S|_{z_0}^z$ et $|\Delta S|_L^z$ représentent directement respectivement la lame d'eau évaporée et la composante de drainage à la base du profil.

b) Exemple d'application sur sol Dior — Site B2

A titre d'exemple on considère l'évolution des profils d'humidité et de charge (fig. 14-15) obtenus sur le site B2 durant toute la saison sèche allant du 8.10.75 au 4.06.76, et correspondant uniquement aux variations naturelles d'humidité suite à la demande évaporative sur sol nu. Le premier profil reporté (8.10.75) a été déterminé immédiatement après la dernière pluie (le 7.10.75), le plan de flux nul étant alors à la surface du sol. On notera la très grande différence entre la forme des profils de charge donnés, pour le même sol, figure 10, et ceux reportés figure 15. Cette différence provient de la présence d'un transfert évaporatif dans le second cas.

Bien que le site B2 soit assez voisin du site précédent (une cinquantaine de mètres), on notera que la présence d'un niveau d'accumulation entre 105 et 110 cm modifie considérablement l'allure des profils hydriques par rapport aux mesures obtenues sur le site B1. Ce niveau produit notamment un renflement important des profils, et sera, comme nous le verrons par la suite, source d'une certaine imprécision dans l'analyse des données aux environs de cette cote. Ce niveau produit enfin un point de rupture dans l'allure des profils de charge du fait du contraste de perméabilité entre les horizons.

Sur les profils de charge reportés figure 15, on peut repérer l'évolution dans le temps de la cote du plan de flux nul (on notera que seuls les 75 cm de surface sont affectés par l'évaporation à la fin de la saison sèche) et tracer celle des gradients hydrauliques (pente de la courbe $H(z)$ à différentes cotes) (fig. 16). Il est intéressant de noter que pendant toute la période considérée, le gradient hydraulique pour $z = 150$ cm reste constant et très voisin de -1 (écoulement gravitaire).

On peut facilement utiliser ces courbes pour obtenir, par interpolation, les valeurs caractéristiques de la profondeur moyenne \bar{z}_0 et des gradients moyens (dH/dz) à des temps caractérisant les intervalles de mesures. Ces temps notés (1), (2), (3) et (4) figure 16, correspondent aux temps médians entre deux mesures.

En utilisant la procédure définie dans le paragraphe précédent, on a reporté tableau 3, les valeurs des stocks aux dates de mesure, et celles des variations de stock $|\Delta S|_{z_0}^z$ durant les intervalles (1), (2) (3) et (4) entre la cote moyenne du plan de flux nul lors de chaque intervalle et des niveaux de références qui sont $z = 0, 30, 60, 90, 120$ et 150 cm. Ce calcul est fait de la façon suivante : durant, par exemple, l'intervalle n°2 (entre le 12.11.75 et le 16.01.76), la profondeur moyenne \bar{z}_0 du plan de flux est estimée être 56 cm. Le 12.11, le stock entre la surface du sol et la cote 56 vaut 45,6 mm

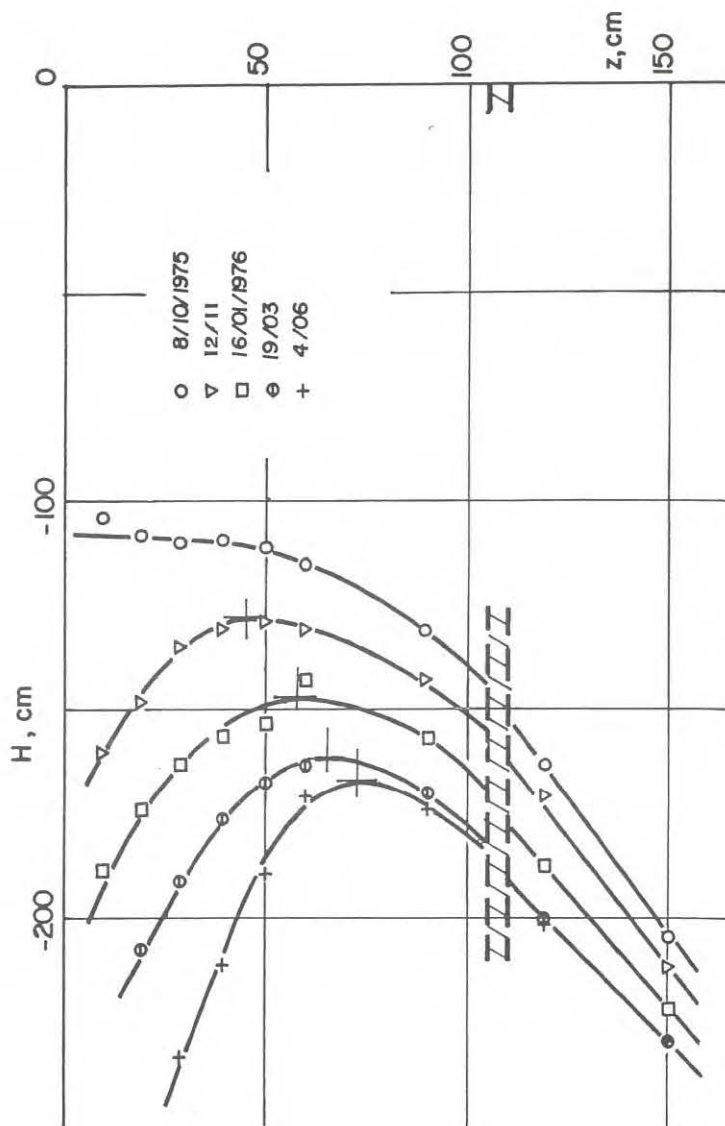


FIG. 15. — Profil de charge correspondant aux mesures reportées figure 14.

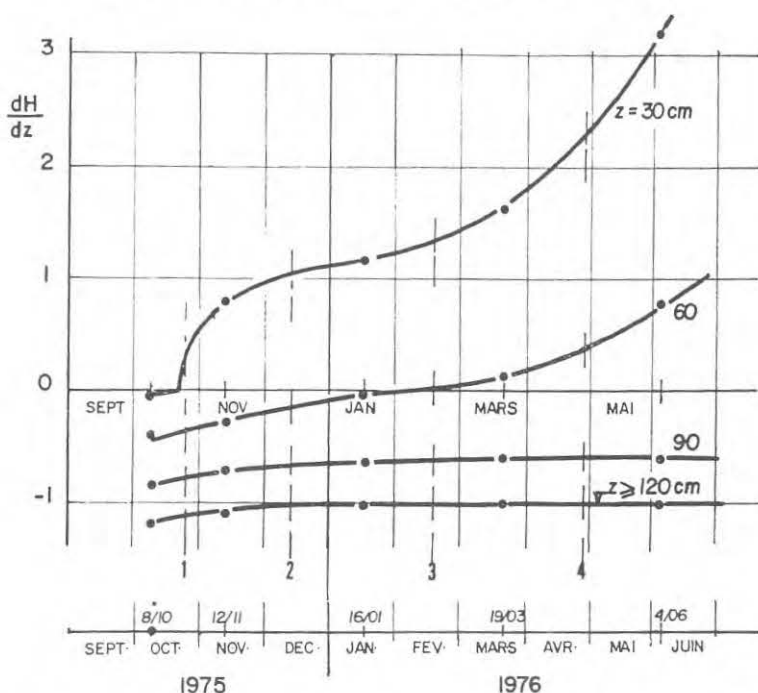


FIG. 16. — Evolution durant la saison sèche 1975-76 du gradient de charge à différents niveaux mesurés sur le site B2. Les temps médians entre deux mesures sont notés (1), (2), (3), et (4) et servent à définir les valeurs moyennes des variables entre deux mesures.

(valeur pondérée entre le stock jusqu'à 50 cm : 38,6 mm, et celui jusqu'à 60 cm : 50,3 mm = $38,6 + (50,3 - 38,6) \times 0,6$) ; le 16.01, le stock entre les deux mêmes niveaux est 37,4 mm. La variation de stock entre le plan de flux nul et la surface du sol durant cet intervalle vaut donc $45,6 - 37,4 = 8,2$ mm. Si l'on calcule la variation de stock entre le plan de flux nul et la cote 120 cm entre ces deux dates on obtiendra de la même façon $(166,8 - 45,6) - (137,8 - 37,3) = + 20,8$ mm. La première valeur est, par convention, négative, la seconde positive.

En divisant les valeurs ainsi calculées de $|\Delta S|_{z_0}^z$ par la durée de l'intervalle, on obtient les valeurs des flux qui, ramenées aux gradients moyens ($\overline{dH/dz}$) et aux teneurs en eau moyennes pour chacune des périodes considérées, et aux cotes de référence, donnent les valeurs de conductivité hydraulique correspondantes.

Les valeurs de $K(\theta)$ ainsi obtenues sont également reportées figure 11 (points correspondants à l'essai B2). En comparant ces valeurs avec celles obtenues par la méthode du drainage interne, sur le site voisin (points correspondants à l'essai B1), on voit que les méthodes sont complémentaires pour les niveaux $z = 30, 60$ et 150 cm. A 90 et 120 cm, on obtient des points répartis sur la courbe B qui est franchement en dehors du faisceau caractéristique A. Cet écart doit provenir essentiellement d'un biais lié à la méthode de mesure ; bien que d'épaisseur très faible (5 cm en moyenne) la couche située aux environs de $z = 105$ est très humide, très compacte et a une très grande teneur en matière organique : elle se comporte de ce fait comme un réflec-

TABLEAU 3

Sol Dior site B2 - Bilan hydrique sous évaporation naturelle durant la saison sèche 1975-1976 - Sol nu

Z	Stock 8.10.75	ΔS mm	Stock 12.11.75	ΔS	Stock 16.1.76	ΔS	Stock 19.3.76	ΔS	Stock 4.6.76
0		— 8,3		— 8,2		— 6,6		— 11,4	
20	16,2		9,8		7,8		5,2		1,1
30	25,8	— 0 =	17,7	— 4,6	14,1	— 4,6	12,1	— 3,4	4,1
40	36,8		27,7		22,4		19,1		9,8
50	51,4		38,6	= 0 =	31,6		26,8		16,6
60	66,3	+ 7,8	50,3	+ 1,1	41,2	= 0 =	35,1		23,8
70	83,0		64,1		52,		43,7	= 0 =	32,3
80	102,2		81,3		66,		57,3		43,5
90	123,6	+ 14,3	101,1	+ 9,7	83,2	+ 4,1	72,5	+ 3,6	57,5
100	147,0		122,3		100,8		89,0		73,1
110	171,4		144,4		119,2		108,3		89,6
120	196,1	+ 21,1	166,8	+ 20,8	137,8	+ 7,5	123,7	+ 6,1	106,2
130	219,9		187,9		155,9		140,0		121,8
140	241,4		206,7		171,7		154,2		135,0
150	260,2	+ 28,9	223,1	+ 29,8	185,1	+ 11,9	166,6	+ 8,6	146,6

1

2

3

4

Valeurs intermédiaires :

Cote du plan de flux nul z_0 cm...	31	56	62	68
Lame évaporée, mm	— 8,3	— 8,2	— 6,6	— 11,4
Lame percolée à 150 cm, mm	28,9	29,8	11,9	8,6

Valeurs cumulées : Variation de stock totale entre 0 et 150 cm : 113,6 mm dont évaporation totale : — 34,5 mm ; percolation totale à 150 cm : 79,1 mm.

N. B. Les valeurs de ΔS sont prises négatives dans la zone $z < z_0$ (évaporation), et positives dans la zone $z > z_0$ (percolation).

teur de neutron, et l'on se trouve dans un cas analogue à celui étudié par Bell et Mc Culloch (1966) qui consiste à une surestimation de teneurs en eau dans une zone d'épaisseur 20 à 30 cm située au-dessus, ou au-dessous de l'interface. De ce fait, on peut estimer qu'entre les cotes 80 et 135 cm, toutes les mesures de teneur en eau sont surestimées. Il aurait fallu dans ce cas faire une courbe d'étalonnage spécifique à ce domaine. Il n'y a cependant pas lieu de penser que la pente de cette courbe puisse changer d'une façon importante avec les variations d'humidité ; les variations de stock, donc les valeurs des flux sont sûrement correctes. Comme d'un autre côté les tensiomètres aux cotes 90 et 120 donnent une mesure locale de la pression, les gradients de charge aux cotes 90 et 120 ne sont sûrement pas affectés par la présence de la couche à la cote 105. Les valeurs de K obtenues à ces deux niveaux sont certai-

nement correctes, et selon toute probabilité, la courbe (B) se trouve simplement translatée vers la droite par une surestimation systématique d'environ $0,05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ des teneurs en eau.

On peut également utiliser les résultats de cet essai pour déterminer la relation $h(\theta)$ dans les domaines de faibles humidités. Il suffit cette fois de corrélérer, à une cote donnée, les mesures d'humidité et de pression faites le même jour. Les points correspondants sont également reportés figure 12 (essai B2) ; on notera que tous des points sont relatifs à une évolution dans le sens d'un drainage. On voit également que la relation $h(\theta)$ à 90 et 120 est différente (courbe B), ce qui peut correspondre, comme pour la relation $K(\theta)$, à une surestimation systématique de θ à ces niveaux.

Il ressort de ces deux relations ($K(\theta)$ et $h(\theta)$) que, dans l'ensemble, les différents niveaux de sol étudiés sur les deux profils sont assez homogènes et peuvent être caractérisés par des relations uniques, à l'exception de la couche existant à la cote 100 sur le profil B2.

On a enfin profité de ces essais pour définir les termes du bilan hydrique pendant la période considérée. En se reportant au tableau 3, les valeurs de $|\Delta S|$ apparaissant pour chaque intervalle aux lignes $z = 0$ et $z = 150$ représentent en mm d'eau les quantités évaporées et drainées.

En cumulant ces valeurs il apparaît que pendant toute la saison sèche allant du 8.10.75 au 4.06.76, l'évaporation totale est de 34,5 mm, alors que 79 mm d'eau se sont infiltrés en profondeur pour recharger les réserves souterraines. Le chiffre de 35 mm est à rapprocher d'une Evaporation Bac Normalisé classe A de 2 350 mm pour la même période !

6. — Discussion et conclusion

On dispose donc, grâce à ces deux méthodes, d'un outil permettant de caractériser les propriétés hydrodynamiques d'un sol à partir de mesures non destructibles *in situ*. La connaissance de ces relations peut en soi paraître de bien peu d'intérêt. C'est néanmoins, comme nous allons tenter de le montrer par la suite, le préalable indispensable à une meilleure gestion des ressources hydriques stockées dans le sol.

Il est d'abord évident d'après ces résultats, que les deux sols étudiés ont un comportement hydrodynamique très différent : même aux faibles teneurs en eau, le sol Dieri reste toujours beaucoup plus perméable que le sol Dior. En comparant les courbes de conductivité hydraulique reportées figures 7 et 11, et en utilisant les mêmes unités (mm/j), on notera que les conductivités du sol Dieri et du sol Dior valent respectivement :

$$\begin{array}{lll} 1\,700 \text{ mm/j} & \text{et} & 20 \text{ mm/j} & \text{pour } \theta = 0,2 \\ 48 \text{ mm/j} & \text{et} & 0,1 \text{ mm/j} & \text{pour } \theta = 0,1. \end{array}$$

En conséquence le ressuyage gravitaire du sol Dieri sera, pour toute teneur en eau, beaucoup plus rapide que pour un sol Dior ; l'infiltrabilité et la profondeur de pénétration, bien plus grande ; et, si l'on essaye d'utiliser les concepts agronomiques, la capacité de rétention et la réserve utile, beaucoup plus faibles. On peut déjà estimer qu'avec ce type de sol la recharge des réserves profondes (en cas de pluie ou d'irrigation) sera importante, les pertes par évaporation assez faibles. Le sol Dieri peut aussi être cultivé en pluvial : les pluies en général sont limitées dans cette zone (moins de

150 mm en 1977 et autour de 300 en moyenne) ; les cultures pluviales pratiquées ont une grande profondeur possible d'enracinement (mils, niébé)... ce qui peut pallier la trop forte perméabilité de ces sols ; compte tenu du relief et de la bonne perméabilité, l'aspersion y est très intéressante, à condition de la maîtriser parfaitement : doses pas trop fortes (moins de 40 mm) apportées aux intervalles de temps voulus, sans excès et avec un bon suivi de la profondeur humectée, pour éviter les gaspillages d'eau par percolation. Les vents et la très forte demande évaporative font effectivement que le goutte à goutte est une technique intéressante (économie de l'eau et forts rendements), mais pour des cultures à grands écartements seulement, compte tenu des frais d'installation (bon pour vergers et tomates en lignes jumelées écartées de 2 m, mais pas pour les aubergines et oignons par exemple).

Au contraire, dans le cas du sol Dior, l'évolution des profils hydriques en ressuage contrôlé obtenue figure 9 montre que l'équivalent de la capacité de rétention (ici environ 0,15) et la réserve utile (environ 100 mm d'eau par mètre de sol) ont des valeurs suffisamment fortes pour permettre une culture pluviale intensive, qui est d'ailleurs largement développée sur ce type de sol.

Une autre application importante et moins empirique des résultats obtenus dans cet article nous semble être la détermination directe du bilan hydrique, et notamment des percolations en profondeur. C'est une information primordiale pour l'estimation des réserves souterraines utilisables et qui, dans la majorité des cas, est évaluée d'une façon tout à fait subjective.

Trois années successives de mesures à Bambey, sur sol nu, désherbé, ont conduit à montrer qu'à la cote $z = 150$ cm, on a en *permanence* un gradient hydraulique voisin de -1 . Dans ce cas, le flux à ce niveau vaut simplement :

$$q = K(\theta) .$$

Si l'on connaît la courbe $K(\theta)$ mesurée à 150 cm (fig. 11), il suffit de suivre l'évolution des teneurs en eau à la cote $z = 150$ pour déterminer les flux, et la lame d'eau s'écoulant à travers ce niveau vers le bas. La cote du plan de flux nul (sur sol nu) n'ayant jamais dépassé 80 cm, on peut estimer que cette lame échappe à l'évaporation et sert uniquement à reconstituer les réserves de la nappe.

A partir des mesures de teneurs en eau effectuées sur le site de mai 1975 à novembre 1976 (fig. 17), on a d'abord remplacé la courbe lissée $\theta(t)$ par une fonction en escalier. Aux valeurs moyennes de $\bar{\theta}$ ainsi obtenues ont été affectées les valeurs de K d'après la courbe $K(\theta)$ du niveau considéré, ce qui donne les flux moyens pendant la durée de l'échelon. En multipliant ce flux par la durée de l'échelon, on obtient la lame écoulée ; ainsi pour la période du 8.10 au 12.11.75 (35 jours), on a $\bar{\theta} = 0,165$, soit $K = 0,9$ mm/j, ce qui donne un flux $q = -K \cdot \frac{dH}{dz} = 0,9$ mm/j et une lame d'eau de 31,5 mm. On notera que pour la période du 8.10.75 au 4.06.76, ce calcul donne une lame infiltrée de 35 mm, à comparer à 80 mm par la méthode de calcul des stocks (tabl. 3). Ce qui est un bon contrôle de la méthode.

Il est important de noter que, sur le site et pour la période considérée, la lame d'eau rechargeant les couches profondes est 261 mm pour une pluie de 841 mm, soit 31 p. 100 de la pluie.

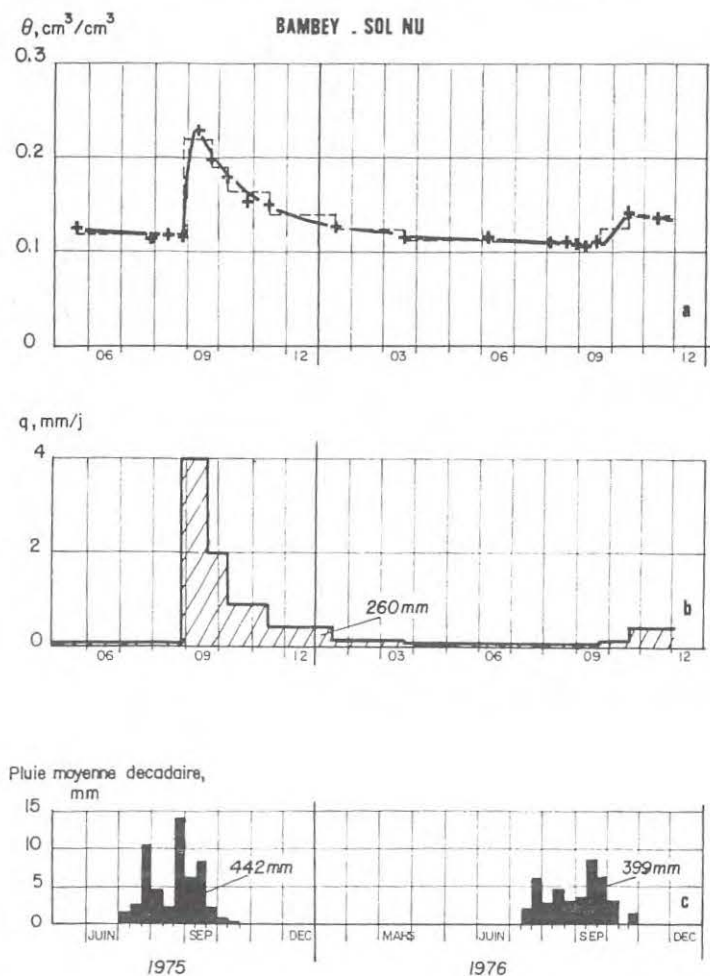


FIG. 17. — Evolution de la teneur en eau dans des conditions naturelles à la cote $z = 152$ cm sur le site B2 (fig. 17a) de mai 1975 à décembre 1972 et évolution comparative du flux percolant à travers la cote $z = 150$ cm (fig. 17b) et de la pluviométrie moyenne décadaire durant la même période (17c).

Il y a cependant lieu d'être très prudent à ne pas généraliser hâtivement ce résultat.

D'une part il apparaît clairement, figure 17, que pour un site donné la valeur de la lame infiltrée dépend de l'importance et de la répartition de la pluie ; d'autre part, cette détermination n'est que très ponctuelle. Un effort statistique très important, s'inspirant des travaux de Warrick *et al.* (1977) reste à faire pour mettre au point, à partir d'un grand nombre de mesures, un outil statistique permettant de prendre en compte la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol. Enfin il faut insister sur le fait que durant la période de référence aucune reprise par évapotranspiration n'a eu lieu. Les résultats seraient très différents sur un sol en jachère.

Outre l'intérêt pratique qu'il représente dans la quantification de la lame d'eau écoulee à travers une certaine cote, cet exemple nous semble également important pour l'estimation de l'évaporation réelle ou de l'évapotranspiration réelle. Dans la majorité des applications agronomiques, on suppose en effet implicitement que le flux d'eau est nul à partir du moment où les profils hydriques ne varient plus. On calcule alors l'évapotranspiration réelle en utilisant seulement les mesures neutroniques et en supposant que l'ETR correspond à la variation du stock. Ceci n'est pas nécessairement vrai. En profondeur il peut exister comme dans le cas étudié, une zone de régime permanent où la teneur en eau est constante mais où il existe un gradient de charge unitaire : le calcul de l'ETR est alors de ce fait surestimé. Si l'on connaît la relation $K(\theta)$, il suffit d'avoir en profondeur deux tensiomètres entourant une cote de mesure de teneur en eau pour déterminer le sens et la grandeur du flux à travers cette cote par application de la loi de Darcy, donc le volume écoulé pendant un certain temps. Ceci permet, par bouclage du bilan, d'avoir la valeur exacte de l'ETR (Daudet et Vachaud, 1977). Cette méthode permet également, en associant à la mesure de la teneur en eau à la cote de contrôle une mesure de concentration en soluté, de déterminer et de contrôler les pertes en masse en substances minérales.

Enfin la connaissance des relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$ peut également permettre d'obtenir directement à partir de mesures de bilan sous culture, l'extraction racinaire par tranche de sol. Cette information fondamentale pour la mise au point de variétés mieux adaptées au climat et au sol doit donner lieu à une prochaine publication.

Les résultats obtenus lors de cette étude doivent maintenant faire l'objet d'un nouveau programme de recherche où l'on s'efforcera d'allier simulation numérique et mesure en station agronomique. Dans l'évolution actuelle de la recherche dans ce domaine, il apparaît en effet que les méthodes de simulation numérique sont un outil complémentaire indispensable pour aider les agronomes à mieux orienter leurs recherches (en portant notamment leur attention sur les paramètres les plus sensibles), à appliquer plus judicieusement leurs résultats (notamment dans le sens d'une extrapolation à d'autres types de sol et de climat), et enfin à économiser le nombre d'essais lourds. D'un autre côté les physiciens ont besoin d'un support permettant de tester la validité globale des modèles numériques. De nombreux codes de calcul sont maintenant disponibles pour simuler le comportement du système sol-plante-atmosphère (Hillel et Talpaz, 1976 ; Feddes *et al.*, 1976 ; Vauclin *et al.*, 1976) en attendant de pouvoir le prédire. Ces codes nécessitent tous, entre autres, la caractérisation du sol en tant que réserve hydrique (au sens dynamique), par les relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$. Nous envisageons maintenant d'utiliser ces codes dans le programme de recherches pour une meilleure économie de l'eau actuellement poursuivi par l'ISRA avec les impératifs suivants :

- satisfaction des besoins hydriques des cultures en vue d'une productivité accrue ;
- maintien d'une réserve hydrique, utilisable à diverses fins, dans la zone d'enracinement utile des cultures annuelles ;
- reconstitution des réserves profondes du sol.

Ces objectifs peuvent être recherchés et atteints grâce à l'amélioration et la sélection du matériel végétal cultivé, au choix des rotations et des techniques de culture sèche. Dans l'immédiat la collaboration que nous avons l'intention de poursuivre portera essentiellement sur les points suivants :

- étude physique de l'influence du travail du sol et mise au point de techniques optimales (mulch, paillage, labour, etc...) en vue d'une réduction de l'évaporation ;
- élaboration d'un modèle de prévision d'extraction racinaire et d'évapotranspiration en vue d'aider agronomes et généticiens à définir les types de variétés les mieux adaptées au sol et au climat avec la plus faible utilisation d'eau possible.

Il nous paraît néanmoins fondamental de continuer également, dans la ligne de cette recherche, afin d'obtenir, au moins à un niveau de référence, le plus grand nombre de données possibles sur les relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$ pour avoir des grandeurs spatialement représentatives, qui puissent être utilisées pour caractériser des systèmes à grande échelle.

Les méthodes décrites dans cet article s'appliquent surtout pour un sol sableux. Il serait illusoire d'essayer la méthode du drainage interne sur un sol peu drainant. Dans ce cas la méthode du bilan naturel peut être préférable. Il est cependant nécessaire de mettre encore au point une technique de caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols lourds *in situ*, et il nous semble fondamental d'inciter d'autres recherches sur ce point.

Reçu pour publication en mars 1978.

Summary

*Field determination of the hydraulic characteristics of an unsaturated soil
Application on two typical soils of Republic of Senegal
with an example to the calculation of the water balance*

This paper deals with practical application of two methods used to determine on the field the unsaturated soil hydraulic characteristics. The first method, called « internal drainage method », is based on the monitoring of drainage of a soil profile, following a constant head infiltration, when evaporation from the soil surface is prevented. The second method, called « natural balance method », is based on the monitoring of change of water storage in the soil under natural evaporation and percolation. For both methods it is necessary to use simultaneously neutron probe and tensiometers measurements. These methods have been applied with success on two typical soils of Republic of Senegal : a dune sand and a loess type sand. In the last part of the paper, an example showing the interest of knowing the soil hydraulic conductivity and the soil water pressure is developed. The deep drainage is computed for a period of 18 months including two rain seasons. It is shown that up to 30 p. 100 of the total rainfall can recharge the soil reservoir below a depth of 150 cm, for the case of bare soil.

Zusammenfassung

*Methoden für die wasserdynamische Bestimmung eines ungesättigten Bodens in situ
Anwendung auf zwei senegalische Bodenarten zur Begriffsbestimmung
der Wasserbilanzverhältnisse*

Es werden zwei Methoden für die Bestimmung der wasserdynamischen Eigenschaften eines ungesättigten Bodens durch direkte Messung *in situ* beschrieben. Die erste, sogenannte « innerliche Entwässerung », besteht aus der regelmässigen Beobachtung der Bodentrocknung nach der Versickerung einer gewisse Wassermenge ohne Verdunstung an der Bodenoberfläche. Die zweite Methode, sogenannte « Bilanz », besteht aus der Beobachtung der Veränderungen der Bodenwasserreserve während der natürlichen Verdunstungsperiode nach einer durch Regen bewirkten Durchfeuchtung. Die zwei Methoden beruhen auf dem gleichzeitigen Einsatz einer Neutronensonde und einer Reihe

von Tensiometern und auf der Auswertung der Messungen. Sie wurden auf zwei für Senegal typischen Bodenarten angewandt: ein Dünen sandboden und ein Windschuttboden. Im letzten Teil des Beitrags wird auf die Bedeutung der Kenntnis dieser Größen verwiesen, indem eine Methode für die Berechnung der Wiederherstellung der Tiefreserven während 18 Monaten angegeben wird. Diese Wiederherstellung kann bis zu 30 p. 100 der Niederschlagsmenge (für zwei Überwinterungen) über dem Kartenpunkt 150 cm hinaus auf einer Parzelle unbewachsenes Bodens darstellen.

РЕЗИОМЕ

Методы гидродинамического охарактеризования in situ ненасыщенной почвы.

Г. ВАШО, К. ДАНСЕТТ, С. СОНКО, Ж. П. ТОНИ.

Рассматриваются два метода определения гидродинамических характеристик ненасыщенной почвы, с помощью прямого измерения in situ. Первый из них носит название «внутренний дренаж» и состоит в прослеживании осушения почвы, после проникновения вала влаги, без испарения. Второй метод, метод «баланса», основан на наблюдении над эволюцией запаса влаги в почве, в период природного испарения, после увлажнения дождями. Оба метода основаны на одновременном применении нейтронного зонда и серии тензиометров, с последующим анализом измерений. Применялись эти два метода в двух разных типах почв, характерных для Сенегала: песчанная почва дюн и почва нанесенная ветром. В заключительной части работы рассматриваются интерес полученных величин и методика вычисления пополнения водных запасов в течении 18-ти месячного периода. На делянке голой почвы, без растительности, пополнение это, на глубине превышающей 150 см. может представить до 30 п. 100 дождей (за два з мних периода).

Références bibliographiques

- BELL J. P., MAC CULLOCH J. S. G., 1966. Soil Moisture estimation by the neutron scattering method in Britain. *J. Hydrology*, **4**, 254-263.
- CHARREAU C., 1963. Dynamique de l'eau dans deux sols du Sénégal. *Agro. Trop.*, **19** (11).
- CHARREAU C., NICOU R., 1971. Amélioration du profil culturel dans les sols sableux et sablo-argileux de la zone tropicale sèche ouest africaine, et ses incidences agronomiques. *Agro. Trop.*, **26** (2, 5, 9 et 11).
- COUCHAT P., CARRE C., MARCESSE J., LEHO J., 1975. Measurement of thermal neutron constant of the soil: Application to the calibration of neutron moisture gauges and to the pedological study of the soil. *Proc. Conf. Nuclear Data Cross Sections on Technology*, Washington DC. March 1975.
- COUCHAT P., 1977. Aspects méthodologiques et technologiques de la mesure neutronique de l'humidité des sols. *Ann. agron.* **28** (5), 477-488.
- DANCETTE C., 1970. Détermination au champ de la capacité de rétention après irrigation dans un sol sableux du Sénégal. Intérêt agronomique de cette mesure et application à la culture d'arachide. *Agro. Trop.* **25** (3).
- DAUDET F. A., VACHAUD G., 1977. La mesure neutronique du stock d'eau du sol et de ses variations. Application à la détermination du bilan hydrique. *Ann. agron.* **28** (5), 503-519.
- FEDDES R. A., KOWALIK P., KOLINSKA-MALINKA K., ZARADNY H., 1976. Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function. *J. of Hydrology* **31**, 13-26.
- HILLEL D., KRENTOS V. D., STILIANOU Y., 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.* **114**, 395-400.
- HILLEL, D., 1973. *Soil and Water, Physical Principles and Processes*, 288 p., édité par Academic Press, New York.
- HILLEL D., TALPAZ H., 1976. Effect of root growth parameters on the pattern of soil moisture extraction by non-uniform root systems. *Soil Sci.* **121**, 307-312.
- MOREL-SEYTOUX H. J., 1973. Pour une théorie modifiée de l'infiltration. *Cahier ORSTOM, Série Hydrologique* **X**, 185-194.
- NIELSEN D. R. et al., 1972. *Soil Water*, 175 p., édité par American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, USA.

- PIERI C., 1975. Minéralogie et propriétés de surface de deux sols sableux du Sénégal. Rapport Institut Sénégalais de Recherches Agronomiques, soumis pour publication. *Agro. Trop.*
- ROYER J. M., VACHAUD G., 1974. Détermination directe de l'évapotranspiration et de l'infiltration par mesure des teneurs en eau et des suctions. *Hydrological Sci. Bull.* **XIX**, 319-336.
- SMILES D. E., 1974. Infiltration into a swelling material. *Soil Sci.* **117**, 140-147.
- TYANO B., 1976. *Hydrodynamique sur sol sableux Dior*. Thèse de Maîtrise ès Sciences, Dept. de Génie Rural, Université de Laval, Québec.
- VACHAUD G., THONY J. L., 1970. Hysteresis effects during infiltration and redistribution in a soil column at different water contents. *Water Resources Res.*, USA **7**, 111-127.
- VACHAUD G., GAUDET J. P., KURAZ V., 1974. Air and water flow during ponded infiltration in a vertical bounded column of soil. *J. of Hydrology* **22**, 89-108.
- VAUCLIN M., HAVERKAMP R., VACHAUD G., 1975. Transferts hydriques dans le système sol-plante-atmosphère. Simulation et prévision. Proc. of a meeting on « *Efficiency of water and fertilizer use in semi-arid region* ». Bambey, Sénégal, nov. 75. Publié par I.A.E.A., Vienne, 195-213.
- WARRICK A. W., MULLEN G. J., NIELSEN D. R., 1977. Scaling field measured soil hydraulic properties using a similar media concept. *Water Resources Res.*, **13**.
- WATSON K. K., 1966. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resources Res.*, USA **2**, 709-715.
-